

GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE
DES
MARMARIS - GEBIETES
(SW - TÜRKEI)

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE
VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II

DER

UNIVERSITÄT ZÜRICH

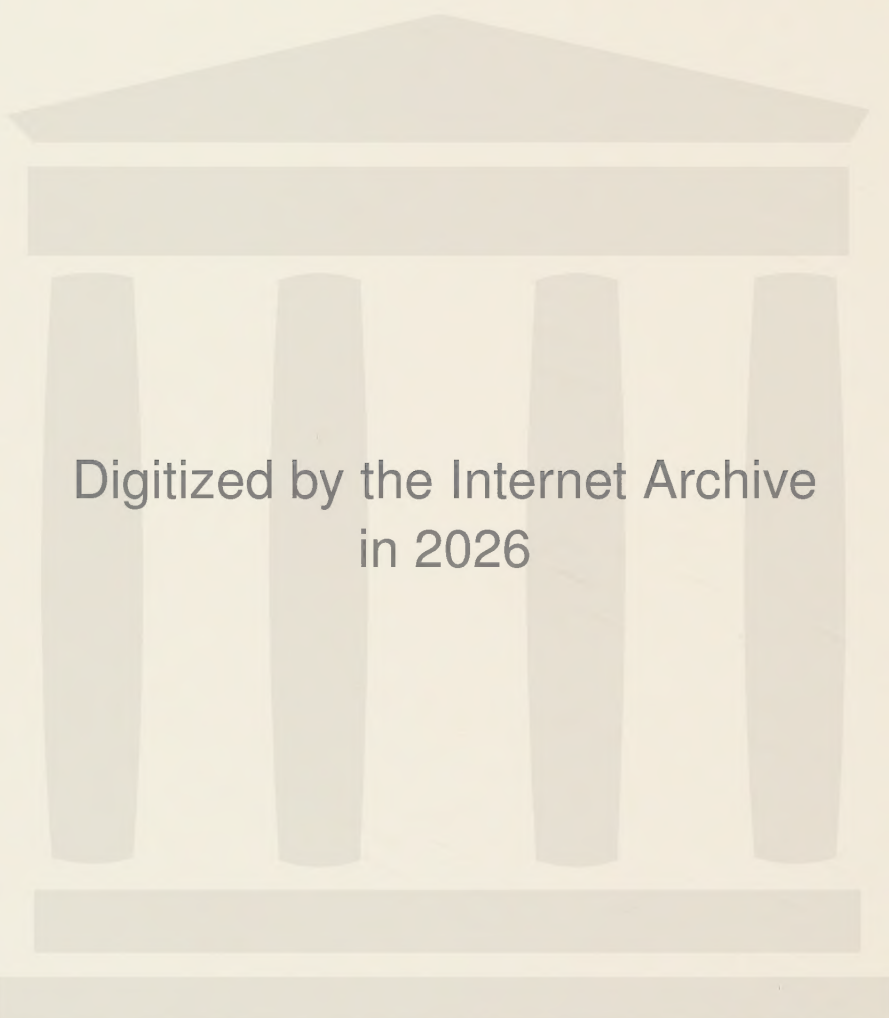
VON

Yusuf TATAR

AUS SIVAS/TÜRKEI

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. A. Gansser

ANKARA, 1968



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507221_0058

GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE
DES
MARMARIS-GEBIETES
(SW-TÜRKEI)

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE
VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II

DER

UNIVERSITÄT ZÜRICH

VON

Yusuf TATAR

AUS SIVAS/TÜRKEI

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. A. Gansser

ANKARA, 1968

THE UNIVERSITY OF LEIDEN

LIBRARY

1711-1712

INSTITUTIONAL COLLECTION

THE UNIVERSITY OF LEIDEN

LIBRARY

1711-1712



INHALTVERZEICHNIS

VORWORT	1
ABSTRACT	3
ÖZET	6
GEOGRAPHISCHE LAGE	8
ZUR GEOLOGISCHEN FORSCHUNGSGESCHICHTE	10
PROBLEMSTELLUNG	10
LITHOLOGISCHE ZONENGLIEDERUNG DES ARBEITSGEBIETES	11
GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE	11
KARABÖRTLEN-ZONE	11
Karabörtlen-Serie	11
Schuppen in der MZ (Karabörtlen-Serie zugehörig?)	14
Tektonische Einschaltungen von Grüngesteinen in der	
Karabörtlen-Serie	14
ULA-MARMOR-ZONE (UMZ)	15
MARMARIS-ZONE (MZ)	16
Die Gesteine der Marmaris-Zone	16
1. <i>Marmaris-Marmor</i>	17
2. <i>Radiolarite</i>	17
3. <i>Spilite</i>	18
Anhang	19
1. <i>Schalstein</i>	19
2. <i>Pikritporphyr</i>	20
3. <i>Beschreibung der einzelnen Minerale der Spilite</i> ..	20
4. <i>Quarzite und Quarzglimmerschiefer</i>	23
5. <i>Amphibolite und verwandte Gesteine</i>	25
6. <i>Granit</i>	28
7. <i>Flysch-Blöcke und Serpentin-Blöcke</i>	29
Anhang	30
1. <i>Kontaktmetamorphe Erscheinungen</i>	30
2. <i>Glaukophanisierung</i>	33

DAS ULTRABASISCHE MASSIV (Peridotitmassiv)	34
1. Peridotite (zur Hauptsache Harzburgite)	35
2. Dunit	36
3. Pyroxenite	38
4. Gabbro und Diorit	39
Anhang	41
1. Rodingite	41
2. Uwarowitfels	44
Ueber das Alter des Peridotit-massivs	45
TUFFVORKOMMEN	46
TURUNÇ-ZONE (TZ)	47
1. Turunç-Kalke	47
2. Turunç-Flysch	50
ZONE DER MARMORNAGELFLUH	52
UNTERSUCHUNGEN AN DEN ERZEN	53
CHROMITVORKOMMEN	53
1. Allgemeines	53
2. Makroskopische und mikroskopische Beobachtungen an den Chromiten	53
3. Einteilung der Chromitvorkommen	55
4. Ueber die Knollenerze «Kugelerze»	60
5. Chemische Analysen der Chromite	62
6. Die Auswertung der Analysen	63
7. Bestimmung der Gitterkonstanten der Chromite	64
8. Reflexionsvermögen der Chromite	66
9. Zusammenstellung einiger Beziehungen zwischen dem Chemismus und den optisch-röntgenographischen Eigenschaften der Chromite ..	66
10. Beziehungen zwischen dem Chemismus der Chromite und ihren magmatisch-tektonischen Stellungen im Massiv	69
MANGANVORKOMMEN	72
KUPFERVORKOMMEN	74
HAEMATITISIERUNG IM SPILIT	75
TEKTONIK	75
EINFÜHRUNG	75
TEKTONISCHE STRUKTUREN	76
1. Ueberschiebung der Marmornagelfluh auf das Peridotitmassiv	76
2. Ueberschiebung des Ula-Marmors auf die Karabörtlen-Serie	76

3. Die Aufschiebung am Ostrande von Karabeyyurdu Dere	76
4. Marmaris-Çetibeli-Linie	77
5. Aktaş-Aksaz-Linie	78
6. Ueber den Bau der Marmaris-Zone	79
7. Die Bruchstörungen in der Turunç-Zone	79
8. Die Falten	80
9. Ueber den Innenbau des Peridotitmassivs	81
10. Die Klüftung im Peridotitmassiv	84
Gefüge-diagramme	85
Literaturverzeichnis	88
Lebenslauf	92
Photo-Abbildungen	
Beilagen	

VORWORT

Bereits am Anfang meines Studiums bekam ich von Herrn Prof. Dr. A. Gansser die Anregung, für die Dissertation ein Gebiet auf türkischem Boden zu bearbeiten. So konnte ich mit der Verwirklichung dieser wertvollen Idee im Sommer 1964 beginnen, nachdem ich im Maloja-Gebiet (Schweiz) eine Semesterarbeit, im Umfang einer Diplomarbeit, unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. A. Gansser, abgeschlossen hatte.

Für die Zuteilung des geologisch äusserst interessanten, aber auch landschaftlich märchenhaft schönen Marmaris-Gebietes hatte ich das Glück, an die Behörden des M.T.A. Enstitüsü (das staatliche Institut für die Lagerstättenforschung der Türkei) die Empfehlung von Herrn Prof. Dr. A. Gansser einreichen zu können.

Die Feldarbeiten dauerten zwei Sommer und wurden im Herbst 1965 abgeschlossen.

Für alle seine Anregungen und sein immerwährendes Interesse, sowie für seine Hilfe und die wertvollen Hinweise schulde ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. A. Gansser, grossen Dank.

Mein grosser Dank geht auch an Herrn Prof. Dr. M. Grünenfelder, der mir bei der mineralogisch-petrographischen Bearbeitung der Erzvorkommen mit nützlichen Ratschlägen und anregenden Diskussionen beistand. Zudem stellte er mir ein grosses Forschungsmikroskop des Kristallographisch-Petrographischen Institutes der ETH zur Verfügung, was die Arbeiten sehr erleichterte.

Für die Bestimmung einiger Mikrofossilien spreche ich Herrn Prof. Dr. H. Bolli meinen besten Dank aus.

Herrn Dr. G. van der Kaaden (M.T.A., Ankara) danke ich für einige gute Ratschläge und nützliche Diskussionen.

Für wertvolle Anregungen und mancherlei Mithilfe möchte ich den Herren Prof. Dr. C. Burri, Prof. Dr. E. Dal Vesco und Prof. Dr. R. Trümpy danken.

Für die röntgenographische Untersuchung der Chromite sowie einiger anderer Minerale durfte ich die Apparate und die Räume des Kristallographischen Institutes der ETH benutzen, wofür ich den Behörden dieses Institutes meinen besten Dank aussprechen möchte.

Ferner möchte ich, für die Untersuchung des «Ferrichromits» mit der Elektronenmikrosonde, Frl. Dr. M. Corlett danken.

Frl. G. Frei, Lehrerin, Knonau (Zürich), danke ich herzlich für die Durchsicht dieser Arbeit in sprachlicher Hinsicht.

Für verschiedene technische Hilfe bin ich den Herren H. Gubser, E. Schärli und M. Zuber zu Dank verpflichtet.

Meinen ganz besonderen Dank möchte ich dem M.T.A. Enstitüsü aussprechen, das mir mein ganzes Studium sowie die Durchführung der vorliegenden Arbeit finanziell ermöglichte.

Die Belegstücke sind im Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich, die An- und Dünnschliffe im Institut für Lagerstättenforschung der Türkei (M.T.A., Ankara) deponiert.

A B S T R A C T

The following two points are chiefly dealt with in this paper :

1. Geological mapping of a 230-km² area in the vicinity of Marmaris (SW Turkey), at a scale of 1:25,000.

2. New detailed investigations on the genesis of the mineralization of the mapped area.

The first part of this work has been done for the National Project for Geological Mapping of Turkey at 1:25,000 scale, whereas the second part has been carried out for the Mining-Geology Department of the M.T.A. Institute.

The mapped area involved is situated in a region, which has been last studied and mapped (at 1:100,000 scale) by G.v.d. Kaaden and K. Metz (1954). In the same region, later (1959), Kaaden has investigated the relations between the chemical composition of the chromite occurrences and their magmatic-tectonic position in the ultrabasic massif.

In the studied area, the present author distinguishes various lithological zones, each of which has a characteristical rock association. They also differ from each other in tectonic features. The names of these zones are: Karabörtlen zone (KZ), Marmaris zone (MZ), Ula marble zone (UMZ), Ultrabasic massif, Turunç zone (TZ), and the Zone of marble-conglomerate.

The chief rocks of the KZ are dark, gray to greenish slates, less abundant calcareous sandstones and sandy limestones. All these rock types are described under the general term of «Karabörtlen series». It is a flysch-like and slightly metamorphosed rock series.

The UMZ consists of bedded limestones which are also slightly metamorphosed to half-marbles (Ula-marbles).

No fossils have been found in the rocks of the above-mentioned two zones. Thus, these rocks are of unknown age. There are only some indications showing that the Ula marbles are younger than the Karabörtlen series.

In the MZ we find radiolarites, spilites, massive limestones (metamorphosed to Marmaris marbles); subordinate quartzites, amphibolites, chaotic blocks of flysch-like rocks and of serpentinized peridotites. Near Marmaris, a small granite occurrence has been found, which is nothing else but an exotic block. The origin of

this granite block is unknown. In the MZ there are also some contact-metamorphic formations and glaucophanization. The absolute age of the radiolarite-spilite complex remains also unknown. It appears that the spilites are older than the peridotites. The rock types and the tectonic features of the MZ are typical for a Colored mélange zone.

The ultrabasic massif covers more than two thirds of the studied area. It consists of more or less monotonous peridotites. Dunite occurs in minor amounts. Pyroxenites, gabbros and diorites are even scarcer. Gabbros and diorites are concentrated in the roof zone or in the zones of weakness of the peridotite massif. They are partly converted into rodingites.

As internal structure, we find magmatic layering in the peridotite massif, striking NNE to NE and dipping east. The serpentinization of the massif is generally moderate to weak. The grade of the serpentinization rises according to the stronger tectonic influence. Indications, showing that the ultrabasic massif has suffered tectonic movements in an unconsolidated state, are present. The ultrabasic massif is most probably of Upper Cretaceous age, but it could be even younger.

In the TZ, the same radiolarite-spilite-complex (exposed only locally) as in the MZ, is overlain by the Turunç flysch. On the other hand, the latter is overlain by cherty and partly well-bedded Turunç limestones. In these non-metamorphic limestones *Glabotruncana* have been found (Upper Cretaceous), but the stratigraphic position of the hand-specimen, that contains *Glabotruncana*, is unfortunately unknown.

The northernmost part of the investigated area is covered by young marble-conglomerate;

The numerous, but mostly small chromite occurrences are scattered in the ultrabasic massif and associated with dunite, almost without exception. They have been investigated in the field and in the laboratory. Clarifying the internal structure of an ultrabasic massif should be the first step to be taken, in order to prospect for chromite in such massifs. The chromite concentrations, which are to be found in the deeper zones of the massif, or as concordant ore bodies to the magmatic layering of the massif, belong to the early crystallizations, and have rather high Cr_2O_3 content. On the other hand, the chromite deposits concentrated in the roof zone of the massif, or lying discordant to the magmatic layering, or those of injection-types, belong to the late crystallizations, and are generally poor in Cr_2O_3 .

The manganese ores of the MZ and TZ are connected with radiolarites, and they originate most probably from the submarine basic extrusiva. In the studied area we find also some very small hematite and copper occurrences.

It has been tried to clarify the tectonic problems of the whole area studied, by the aid of fabric-diagrams. Two great lines of tectonic disturbance are

especially to be emphasized, the Marmaris-Çetibeli line, and the Aktaş-Aksaz line. The fold axis directions in the MZ, which are parallel to the general strike of the magmatic layering of the peridotite massif, seem to belong to a younger phase. Fold axes which are nearly perpendicular to the magmatic layering, could be older. The established directions of the tectonic fabric generally show a parallelism to the southern margin of the Menderes massif.

Ö Z E T

Bu travay için başlıca iki gaye vardı :

1. Marmaris (SW-Türkiye) civarında, 230 km² kadar genişlikte bir sahanın 1:25 000 ölçekli jeolojik haritasını yapmak.

2. Aynı saha içindeki cevherleşmelerin jenezi hakkında mevcut olmayan detaylı incelemeler yapmak.

Birinci ödev, Türkiye'nin 1:25 000 ölçekli jeolojik haritasını yapma projesi çerçevesinde yerine getirilmiştir. İkincisi ise, M.T.A. Enstitüsü Maden Etüd Şubesinin ilgi ve arzusuna dayanılarak yürütülmüştür.

Çalışma sahası, en son olarak G.v.d. Kaaden ve K. Metz (1954) tarafından jeolojik etüdü ve 1:100 000 ölçekli jeolojik haritası yapılmış, daha geniş bir bölge içine düşer. Kaaden (1959) daha sonra aynı bölgedeki kromit zuhurlarının kimyasal bileşimleri ile, bu zuhurların ultrabazik masif içindeki magmatik-tektonik yerleri arasındaki ilişkileri incelemiştir.

Bu travayda çalışma sahası çeşitli litolojik zonlara ayrılmıştır. Zonların her biri kendisine has kayaç grupuna sahip olup, tektonik yapı bakımından da birbirinden farklar gösterirler. Bunlar Karabörtlen zonu (KZ), Marmaris zonu (MZ), Ula mermer zonu (UMZ), Ultrabazik masif, Turunç zonu (TZ) ve Mermer-nagelfluh zonu'dur.

KZ'nun başlıca kayaçları koyu, gri ilâ yeşil renkli şistler (Schiefer), bunun yanında kalkerli kumtaşları ve kumlu kalkerlerdir. Bunların hepsi birden «Karabörtlen serisi» adı altında toplanmıştır. Bu seri hafif metamorfizmaya uğramış, fliş benzeri bir seridir.

UMZ yarı mermerleşmiş bandlı kalkerlerden yapılıdır (Ula mermeri).

Yukarıda bahsedilen bu her iki zonun kayaçları fosilsizdir. Bu kayaçların yaşları bilinmemektedir. Ancak Ula mermerinin Karabörtlen serisinden daha genç olduğunu gösteren emareler vardır.

MZ'nda radyolâritlere, splitlere, oldukça masif ve mermerleşmiş kalkerlere (Marmaris mermeri), daha az olarak kuarsitlere, amfibolitlere, fliş benzeri kayaçlardan ve serpantinleşmiş peridotitlerden yapılmış kaotik bloklara rastlamaktayız. Marmaris yakınında bir küçük granit zuhuru da bulunmuştur ki, bu da ekzotik bir bloktur. Bu granit blokunun nereden geldiği bilinmemektedir. MZ'nda ayrıca kontakt-metamorfik oluşumlar ve glokofanlaşma da tesbit edilmiştir. Radyolârit-

spilit-kompleksinin ve bunun üzerinde bulunan Marmaris mermerinin kesin yaşları da belli değildir. Bölgede spilitlerin peridotitlerden daha yaşlı olduğunu gösteren işaretler vardır. Tektonik yapısına ve kayaç çeşitlerine göre, MZ bir Colored mélange zonu teşkil etmektedir.

Ultrabazik masif, çalışma bölgesinin üçte ikisinden fazla bir yer kaplamaktadır. Bu masif, hemen hemen yeknesak peridotitlerden yapılıdır. Az miktarda dünit de bulunur. Piroksenitler, gabro ve dioritler ise daha da geri planda kalırlar. Gabro ve dioritler ultrabazik masifin zayıf hatlarında (Schwächezonen) veya tavan bölgesinde konsantre olmuş ve yer yer rodingitleşmiştir. Ultrabazik masifin (peridotit masifi) içinde, genel doğrultusu NNE ile NE ve eğimi E olan magmatik banklaşma bulunmaktadır. Serpantinleşme orta kuvvette veya zayıftır. Kuvvetli tektoniğe maruz kalmış kesimlerde serpantinleşme de genel olarak kuvvetlidir. Masifin, yarı katılaşmış bir safhada iken, tektonik hareketlere maruz kalmış olduğunu gösteren işaretler vardır. Peridotit masifinin yaşı en yaklaşık olarak Üst Kretasedir; daha da genç olması muhtemeldir. TZ'nda en altta bir radyolârit-spilit-kompleksine (sadece yer yer aflöre etmiştir), bunun üzerinde bir fliş serisine, en üstte ise hornstein ihtiva eden ve hiçbir metamorfizmaya uğramamış olan Turunc kalkerlerine rastlamaktayız. Bu kalkerlerin içinde *Globotruncana* (Üst Kretase) bulunmuştur, fakat *Globotruncana*'lı numunenin kalker serisi içindeki stratigrafik pozisyonu belli değildir.

Çalışma sahasının kuzeyinde genç bir mermer-nagelfluh serisi vardır. Çok sayıda, fakat çoğunlukla küçük olan kromit zuhurları hemen hemen istisnasız olarak dünitlere bağlıdır ve ultrabazik masif içinde serpilmıştır. Bu kromit zuhurları arazide ve laboratuvarında incelenmiştir. Kanaatimizce, bu türlü ultrabazik masiflerde kromit prospeksiyonu yapmak için atılacak ilk adım masifin iç yapısını aydınlatmaya çalışmak olmalıdır. Masifin derin zonlarında toplanmış olan, veya genellikle masifteki magmatik banklaşmaya konkordan olarak zuhur eden kromit konsantrasyonları ilk kristalizasyon mahsullerine dahildir ve bunların Cr_2O_3 miktarları oldukça büyüktür. Buna karşılık, masifin tavan zonunda rastlanan, veya magmatik banklaşmaya diskordan bulunan, yahutta enjeksiyon tipinde olan yataklar, daha sonra katılaşmış kromit konsantrasyonlarını temsil ederler ve bunların Cr_2O_3 miktarları umumiyetle daha düşüktür.

MZ'nda ve TZ'ndaki manganez cevherleri radyolâritler içinde zuhur etmektedir. Bunların denizaltı bazik volkanizmasıyla ilişkileri olduğu sanılmaktadır.

Bölgede az miktarda hematit ve bakır cevherlerine de rastlanmıştır. Bütün çalışma sahasının tektoniği strüktür-diagramları yardımıyla açıklanmaya çalışılmıştır. Bilhassa iki büyük tektonik hattın burada zikredilmesi yerinde olur. Bunlar Marmaris-Çetibeli hattı ve Aktaş-Aksaz hattıdır. MZ'nda, peridotit masifindeki magmatik banklaşmanın genel doğrultusuna paralel bir kıvrım eksenî yönü vardır ki, bunun daha genç bir faza ait olması muhtemeldir. Buna az çok dik olan ikinci bir kıvrım eksenî yönü ise daha yaşlı olmalıdır. Tespit edilen tektonik yapı yönleri genellikle Menderes masifi güney kenarına bir paralellik göstermektedir.

GEOGRAPHISCHE LAGE

Das Untersuchungsgebiet liegt an der Südwestküste der Türkei und hat eine Grösse von ca. 230 km². Es deckt zwei Blätter der topographischen Landeskarte im Massstab 1 : 25 000, welche für die geologische Kartierung als Unterlagen benützt wurden.

Die westliche Begrenzung geht in genau N-S-Richtung von Gelibolu Körfezi durch den Westrand des Altınevî Tepe und das Dorf Turunç; die Nordgrenze bildet eine knapp nördlich des Dorfes Çetibeli verlaufende, 11 km lange EW-Strecke, deren 7 km langer Teil im E dieses Dorfes liegt. Die östliche und die südliche Grenze sind aus dieser Beschreibung verständlich, da das Gebiet eine genaue Rechteckform hat.

Aus wichtigen geologisch-petrographischen Gründen wurde noch ein kleines Stück, die nähere Umgebung des Dorfes Gölenye, untersucht, das an die Südwestecke des oben umschriebenen Gebietes anschliesst.

Der Hauptort, Marmaris, ist eine schöne Kleinstadt mit rund 4 000 Einwohnern und liegt an der Küste. Eine Landstrasse, die in NS-Richtung das Arbeitsgebiet durchquert, verbindet sie mit der Provinzhauptstadt Muğla, somit mit dem Inneren von Anatolien.

Eine geographisch-topographische Uebersichtskarte wurde der vorliegenden Arbeit beigelegt.

Der höchste Gipfel, Balan Dağı (999 m ü.M.), liegt 6 km nordöstlich von Marmaris. Eine ca. EW gerichtete Wasserscheidelinie verläuft knapp nördlich dieses Gipfels. Grosse, zumeist trockene Täler, welche das Peridotitmassiv z.T. sehr tief einschneiden, durchadern das ganze Gebiet. Von den seltenen permanenten Flüssen sind Kocaalan Dere und Kara Dere erwähnenswert. Der erste mündet bei Gelibolu Körfezi, der zweite bei Marmaris. Ihr Wassergehalt wird in trockenen Sommerzeiten stark reduziert. Die Küste bildet ein wechselhaftes Bild mit kleineren und grösseren Buchten, Stränden und steilen Küstenabfällen. Die Vegetation dieses Gebietes ist ziemlich intensiv, doch stört sie die geologischen Feldarbeiten nicht. Klimatisch eignet sich am besten der Herbst für Feldarbeiten.



(Aus topogr. Landesk. 1:100000)

Geographisch-topographische Übersicht des Arbeitsgebietes.

ZUR GEOLOGISCHEN FORSCHUNGSGESCHICHTE

1915 machte Philippon, A., Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. Er bereiste das Marmaris-Gebiet in wenigen Tagen und beging nur gewisse Wege (Çetibeli-Marmaris, Marmaris-Aksaz, Marmaris-Gölenye). Dies war aber ein sehr kleines Teilstück seines Forschungsgebietes, so dass seine Beobachtungen und Resultate in einem viel grösseren Gebiet heute noch für weitere Untersuchungen nützliche Anhaltspunkte geben. Geographisch sind in dieser Arbeit jedoch gewisse Fehler unterlaufen, wie z.B. dass der Kocaalan Dere nach Süden fliesst (siehe p. 66 und seine Karte).

1918 gab derselbe Autor ein zusammenfassendes geologisches Buch über Kleinasien heraus. Er bezeichnete in diesem Werk das südlich vom Menderesmassiv liegende Gebiet als «Süd-Karisches Faltengebirge», in welchem die nahe Umgebung von Marmaris nur eine geringe Rolle spielte (p. 127, 150).

1950 untersuchte Önay, T., speziell die Chromitvorkommen nördlich von Aksaz. In seinem unveröffentlichten Bericht erwähnt er magmatische Bankung im Peridotitmassiv in der Umgebung von Karasu Dere (N 10 E Streichen, 5-10 fallen gegen E), was mit den neuen Beobachtungen gut übereinstimmt.

1951/52 beschrieb Hiessleitner, G., in seinem umfassenden Werk einige, z.H. erzgeologische Beobachtungen, die er im Marmaris-Gebiet, vor allem in dessen östlicher Fortsetzung, gemacht hatte.

1954 haben Kaaden, G.v.d. & Metz, K., das Gebiet zwischen Datça-Muğla-Dalaman Çay geologisch und tektonisch bearbeitet. Ihre Kartierung erfolgte im Massstab 1 : 100 000 und umfasste auch das Marmaris-Gebiet. Diese Arbeit, welche im Text noch oft zitiert wird, ist sowohl für das Marmaris-Gebiet, als auch für die weitere Umgebung von grosser, grundlegender Bedeutung. Ueber das umstrittene Alter des Peridotitmassivs schrieben sie: «Die Verfasser halten die Zeit zwischen mittlerem Devon und Oberkarbon am wahrscheinlichsten» (p. 166). 1959 untersuchte Kaaden im gleichen Gebiet die Beziehungen zwischen dem Chemismus der Chromite und ihrer magmatisch-tektonischen Positionen im ultrabasischen Massiv. Mit dieser Arbeit, welche eine der ersten ihrer Art war, hat sich Kaaden einen grossen Verdienst erworben. Sechs von seinen analysierten Chromitvorkommen fallen in das neue Bearbeitungsgebiet. Die Analysenwerte konnten aber für neue Berechnungen und Darstellungen nicht verwendet werden, da genaue Lokalitätsangaben fehlen.

PROBLEMSTELLUNG

Die Hauptaufgaben, welche der vorliegenden Arbeit zum Ziele gesetzt wurden, können wie folgt zusammengefasst werden :

1. Das Gebiet zum ersten Mal im Massstab 1 : 25 000 geologisch kartieren (die letzte geologische Aufnahme wurde von Kaaden & Metz gemacht und zwar

im Massstab 1 : 100 000). Dies erfolgte im Rahmen des Landesprojektes für die geologische Kartierung der Türkei im Massstab 1 : 25 000.

2. Ueber die Genese der Vererzungen in den ultrabasischen und basischen Gesteinen des Aufnahmegebietes, die fehlenden Detailuntersuchungen ausführen. Damit war bezweckt zu erfahren, ob man durch geologisch-petrographische Untersuchungen der bekannten Erzvorkommen, Richtlinien für weitere Prospektionsarbeiten gewinnen könnte. An dieser Frage war besonders die Abteilung für Erzgeologie des M.T.A. Enstitüsü interessiert.

LITHOLOGISCHE ZONENGLIEDERUNG DES ARBEITSGEBIETES

Um die geologisch-petrographischen Beschreibungen übersichtlich zu machen, wurde das Gebiet in verschiedene lithologische Zonen eingeteilt. Die Zonen haben nicht nur eigene charakteristische Gesteinsassoziationen, sondern sie zeigen auch auffallende Unterschiede in der tektonischen Prägung.

Die Namen der Zonen lauten wie folgt :

Karabörtlen-Zone (KZ)

Ula-Marmor-Zone (UMZ)

Marmaris-Zone (MZ)

Das ultrabasische Massiv (oder Peridotitmassiv)

Turunç-Zone (TZ)

Zone der Marmornagelfluh

GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE

KARABÖRTLEN-ZONE

Karabörtlen ist der Name eines Dorfes, welches 30 km nordöstlich von Marmaris ausserhalb des Untersuchungsgebietes liegt. Kaaden & Metz haben die in dieser Gegend verbreiteten Gesteine als «Karabörtlen-Schiefer» bezeichnet, deren Aequivalente in der Umgebung von Gelibolu (NW-Ecke der Karte) auftreten. In Anlehnung an diese Autoren, die aus tektonisch wichtigen Gründen auf den «Karabörtlen-Schiefer» besonderen Wert legten, wurde in der vorliegenden Arbeit die Bezeichnung Karabörtlen-Zone eingeführt. Die Gesteine dieser Zone werden unter dem Sammelnamen

Karabörtlen-Serie beschrieben

Es handelt sich mehrheitlich um dunkle, graue bis grünliche Schiefer, aber auch kalkige Sandsteine und sandige Kalke sind reichlich vertreten. Die fein- bis mittelkörnigen Sandsteinbänke kommen mit mergeligen Schiefern in Wechselagerung vor. Sie sind besonders an der Strasse etwas östlich von Bucakalan und

an dem Fussweg von Çetibeli nach Gelibolu Körfezi gut aufgeschlossen. Etwas westlich von Çetibeli führen die Sandsteine, mit wenigen mergeligen Einschaltungen, z.T. reichlich idiomorphe Pyritwürfel. Diese Sandsteine entsprechen wohl dem, was Kaaden & Metz (p. 92) als Flysch bezeichneten.

Die Kalklagen sind mehr oder weniger marmorisiert. Bei den stärker verschieferten, mergeligen Stellen ist auf den s-Flächen ein heller Glimmerbelag erkennbar.

Grössere Marmorreste liegen auf der Karabörtlen-Serie etwas nördlich und östlich von Gelibolu. Diese sind meist massig, mittelkörnig-kristallin, haben also den Habitus des Marmaris-Marmors. Doch gehören sie sehr wahrscheinlich zu den Ula-Marmoren. Es gibt ja Uebergänge zwischen beiden Gesteinstypen. Der gut kristalline Habitus kann teilweise die Folge starker tektonischer Durchbewegung sein. Es wurde im ganzen Gebiet an den tektonischen Kontakten i. a. eine Zunahme der Korngrösse in den marmorisierten Kalken festgestellt.

Auch ein grosser Radiolaritzug befindet sich etwas südöstlich von Gelibolu, in der Kontaktnähe zwischen dem Ula-Marmor und der Karabörtlen-Serie. Die Aufschlussverhältnisse waren nicht günstig, so dass die Lagerung des Radiolarits nicht gemessen werden konnte. Er liegt an der Bewegungsbahn einer Ueberschiebung und ist stark tektonisiert. Wir finden aber 1 km südlich von dieser Stelle einen andern Radiolaritzug, der konkardant im Ula-Marmor liegt und steil gegen SE fällt. Es ist möglich, dass der erstere die ausgerissene Fortsetzung des zweiten Radiolaritzuges ist.

Sowohl der Radiolaritzug als auch die oben erwähnten Marmorreste werden nicht als der Karabörtlen-Serie zugehörig betrachtet.

Mikroskopische Beobachtungen an den Gesteinen der Karabörtlen-Serie.

1. Sandstein, ca. 800 m südöstlich von Bucakalan.

Mineralbestand :

Quarz (70 - 75 %), Sericit (ca. 20 %), dunkelbräunliches Pigment, Plagioklas, Hämatit, Biotit, Zirkon.

Quarz ist mehr oder weniger gleichkörnig mit Korngrösse zwischen 0,05 - 0,1 mm. Der tonige Anteil des Gesteins liegt in feinen, faserigen Adern, zusammen mit reichlicher Sericitneubildung. Es gibt aber vielfach Uebergänge zu stilpnomelanähnlichen Bildungen mit gelblich-bräunlicher Farbe. Selten wurden Plagioklas, Biotit und Zirkon als primäre Gemengteile beobachtet.

Gefüge: Die Struktur ist fein- bis mittelkörnig psammitisch, die Textur deutlich schieferrig, was durch Anordnung der Sericitschüppchen in s-Flächen gut zum Ausdruck kommt. Die Quarzkörner sind teilweise in der s-Richtung in die Länge gezogen.

2. Sandstein, 1 km westlich von Çetibeli, am Fussweg.

Mineralbestand ähnlich wie oben, Sericitgehalt und Korndurchmesser des Quarzes sind hier etwas grösser (25-30 % und 0,1 mm). Quarz zeigt undulöse Auslöschung und randlich Rekristallisationserscheinungen. Neben Hämatit tritt hier Pyrit auf, in idiomorpher Ausbildung (Würfel mit 1-2 mm Kantenlänge).

3. Kalkiger Sandstein, etwas südwestlich von Çetibeli.

Mineralbestand:

Quarz (bis 80 %), Calcit (15-20 %); Sericit, Plagioklas, Hämatit, Chlorit, Biotit.

Quarz ist ziemlich stark rekristallisiert, hat buchtige Ränder, Korngrösse 0,1-0,3 mm. Calcit ist mehr oder weniger gleichmässig verteilt. Neben dem feinschuppigen hellen Glimmer (Sericit), der z.T. mit dunklem Pigment (toniger Anteil des Gesteins) gemischt ist, in geringer Menge etwas neugebildeter Chlorit vorhanden. Die primären Biotit kristalle sind stark deformiert, in Lamellen aufgelöst und verfärbt. Die selten auftretenden Plagioklas kristalle mit polysynthetischer Verzwillingung sind etwas eckiger als Quarz. Auch diese sind teilweise stark rekristallisiert.

Gefüge: Die Struktur ist mittelkörnig psammitisch, die Tektur lagig-schiefrig. Die Quarzkörner sind randlich rekristallisiert und in der s-Richtung etwas in die Länge gezogen.

4. Sandiger Kalkstein, Nordostküste der Gelibolu Körfezi.

Mineralbestand:

Calcit (85-95 %), Quarz (5-7 %), dunkles Pigment (toniger Anteil), Plagioklas, Sericit, Erz.

Der Calcit ist gut kristallisiert und hat variierende Korngrösse, welche bis 0,5 mm ansteigt. Im Gestein gibt es linsige Partien, deren Grösse zwischen ein paar mm und ein paar cm variiert. Diese Partien enthalten grobkristallinen und pigmentfreien Calcit, fallen daher durch ihre helle Farbe makroskopisch auf. Quarz ist feinkörnig, selten 1 mm gross und fast gleichmässig verteilt. Manchmal hat er angefressene Ränder. Sericit und der tonige Anteil des Gesteins sind ähnlich wie in den vorher beschriebenen Gesteinen. Sie durchsetzen das ganze Gestein in feinen, unregelmässig verlaufenden Adern. Plagioklas ist wieder etwas eckig und teilweise stark zersetzt.

Gefüge: Das Gestein hat eine ungleichkörnige Struktur und schiefrig-lagige Tektur.

Zusammengefasst kann gesagt werden, dass es sich bei der Karabörtlen-Serie, innerhalb des neubearbeiteten Gebietes um eine metamorph überprägte flyschartige Serie handelt, da sie aus dunklen Mergelschiefen, sandigen Kalken und Sandsteinen besteht, welche gut geschichtet sind und zyklische Sedimentation aufweisen. Das Fehlen von Fossilien in dieser Serie spricht auch für flyschartigen Charakter. Die für Flysch typische Gradierung in den Sandsteinbänken wurde jedoch nicht beobachtet. Die aufgeschlossene Mächtigkeit der Serie beträgt 1 km südlich von Bucakalan ca. 200 m. Die Metamorphose ist schwach und kommt durch Verschieferung und Glimmerbildung zum Ausdruck. Das Alter der Serie bleibt unbekannt (vgl. Kaaden & Metz, p. 89). Es ist noch wichtig zu erwähnen, dass diese Serie von der Flysch-Serie der TZ zu unterscheiden ist. Dem

Turunç-Flysch, in welchem lokal reichlich Arkosenbänke vorkommen, fehlt jede Metamorphose. Im Anschluss an die Karabörtlen-Serie müssen wir noch einige kleinere, schuppenartige Vorkommen in der MZ erwähnen, die faziell und teilweise in der Metamorphose der genannten Serie auffallend ähnlich sind. Derartige, in den tektonisch durchbewegten Grenzen des ultrabasischen Massivs auftretende Vorkommen, fanden bei Kaaden & Metz (p. 139) besondere Bedeutung und wurden als tektonische Schuppen erklärt.

Schuppen in der MZ (Karabörtlen-Serie zugehörig?)

Bei Belbaşı an der Strasse finden wir einen dunkelgrauen Phyllit (s. Beilage 3, B). Die mikroskopische Untersuchung hat gezeigt, dass dieses Gestein aus ganz feinkörnigem Quarz (sehr untergeordnet Albit mit einfacher Verzwillingung), feinschuppigem Sericit und reichlichem Hämatit besteht. Als Nebengemengteil tritt dichter bis feinkristalliner Calcit auf. Chlorit und Epidot gehören zu den Akzessorien.

Auf der Karte (Beilage 1) sind südlich und nördlich von Eti Tepesi noch einige kleine Vorkommen zu sehen. Bei diesen handelt es sich um dunkle, lagige Gesteine mit mergeligen Kalk und Sandsteinlagen.

Tektonische Einschaltungen von Grüngesteinen in der Karabörtlen-Serie (s. Beilage 3, D)

Im Gebiet 2 km südwestlich von Çetibeli findet man in der Karabörtlen-Serie Einschaltungen von Grüngesteinen, deren Dimensionen nur im Meterbereich bleiben. Diese Gesteine sind teilweise so stark verändert, dass ihr Ursprung, jedenfalls makroskopisch, nicht mehr festgestellt werden kann. Einige davon wurden mikroskopisch untersucht und unten beschrieben.

1. Hornblende - Gabbro

Mineralbestand:

Plagioklas (60%), Hornblende (25%), Chlorit mit Seladonit (s. die Beschreibung auf p. 24 für Seladonit), Ilmenit mit Leukoxen, Magnetit, Apatit, Stilpnomelan.

Die Umwandlung des Gabbros, der ähnlich ist wie die auf p. 48 beschriebenen Typen, ist nicht sehr stark. Man kann noch alle ursprünglichen Minerale erkennen. Neben der Saussuritisierung des Plagioklases ist eine Chloritisierung der Hornblende deutlich zu beobachten. An der Ausbildung und Farbe ist Seladonit zu erkennen, der mit Chlorit teilweise zusammen gewachsen ist und Risse oder unregelmässige Partien füllt. Er verdrängt ebenfalls die Hornblende. In grösseren Seladonit-Partien findet man kleine, blättrige Mineralien (bis 0,1 mm gross), welche sich als Stilpnomelan bestimmen liessen. Der Pleochroismus dieses Minerals ist hellbräunlich-gold gelb bis dunkelrötlich-braun, Auslöschung parallel, die Doppelbrechung gross, mit intensiven Farben.

Das Gestein ist etwas brekziert, das sperrig-massige Gabbrogefüge ist aber noch erhalten geblieben.

2. Hornblende - Gabbro, intensiv umgewandelt

Ganz feines Umwandlungsprodukt des Plagioklases, den man nur noch an den Umrissen und selten en schwach erhalten gebliebenen Zwillinglamellierungen erkennen

kann, bildet eine Grundmasse. Darin liegen randlich stark umgewandelte Hornblendekristalle. Letztere sind in frischem Zustand olivgrün bis bräunlich. Bei der Umwandlung wird die Farbe immer schwächer, und schlussendlich ist die Neubildung farblos. Diese Art Umwandlung der Hornblende wurde bei den Gabbros oft festgestellt und auf p. ausführlich beschrieben. Dass es sich dabei um ein farbloses Amphibolmineral handelt, sieht man an grossen Querschnitten, bei denen nach der Entfärbung die typische Hornblendespaltbarkeit erhalten geblieben ist. Die Neubildung ist als Grammatit zu bezeichnen. Ihre Auslöschung ist gleich wie die der Hornblende.

Das ursprünglich mittelkörnig holokristalline Gestein ist jetzt stark schiefrig, die Hornblendekristalle sind z.T. etwas verbogen.

Diese Gabbroeinschaltungen müssen aus dem Osten, dem ultrabasischen Massiv gekommen sein.

3. Albit - Marmor

Dieser wurde in den sehr stark Verschieften Grüngesteinen als tektonischer Einschluss gefunden. Er ist sehr grobkristallin, hell und besteht aus Calcit und dem neugebildeten reinen Albit. Der Calcit ist bis 1 cm gross, zeigt Orientierung und schwache Biegungen an den Zwillingslamellen. Der Albit ist frisch und rein, bis 3 mm gross, polysynthetisch verzwillingt. Die Auslöschung beträgt 20° mit negativem Vorzeichen, der optische Charakter ist positiv. Er ist ziemlich reichlich vertreten (5 - 10%).

Besonders zu betonen ist die Albitisierung und die extreme Grobkristallinität des Marmors.

Dieses Marmorstück stammt wahrscheinlich aus den östlich anstehenden Ula-Marmoren, könnte aber auch aus den etwas weiter östlich liegenden Marmaris-Marmoren abgetrennt und zusammen mit den oben beschriebenen Gabbros nach W verfrachtet (tektonisch) worden sein.

ULA-MARMOR-ZONE (UMZ)

Die Bezeichnung «Ula-Marmor» wurde der Arbeit von Kaaden & Metz (p. 89) entnommen. Ula ist eine kleine Kreisstadt der Provinz Muğla und liegt 50 km nördlich von Marmaris.

Die südliche Fortsetzung der in der Umgebung von Ula auftretenden, mächtigen, halbarmorisierten Bänderkalke taucht in unserem Arbeitsgebiet auf. Sie schliesst sich südöstlich an die KZ an und nimmt einen etwas grösseren Raum ein als die letztere.

Es muss betont werden, dass es sich nicht um Marmore im eigentlichen Sinne handelt. Es sind Bänderkalke (Banddicke durchschnittlich 10 - 40 cm) von meist hellgrauer Farbe und schwächerem Marmorisierungsgrad. Selten sind rötliche oder graubräunliche Farbtöne vorhanden. Sie führen in sehr geringer Menge helle bis graugrünliche Hornsteinstreifen oder -knollen und sind fossilifer. Die Kontakte zwischen diesem «Marmor» und der Karabörtlen-Serie sind stark durchbewegt. Es wurden aber westlich von Çetibeli konkordante Einschaltungen des Marmors in der Karabörtlen-Serie gefunden, welche am Kontakt zwischen beiden Gesteinseinheiten vorkommen und auf eine primäre (stratigraphische) Ueberlagerung der Karabörtlen-Serie durch den Ula-Marmor hindeuten.

Der hier beschriebene Ula-Marmor unterscheidet sich von dem Marmaris-Marmor durch Bankung und schwächere Marmorisierung. Die Turunç-Kalke, denen jede Metamorphose fehlt sind auch nicht mit den Ula-Marmoren zu verwechseln. Die Lagerung der beiden Gesteinseinheiten ist ganz verschieden. Die Ula-Marmore fallen steil gegen SE, wohingegen die Turunç-Kalke nord-nord-östliches Fallen haben. In den Ula-Marmoren wurden keine Falten gefunden.

Die Radiolarite, welche in der UMZ vorkommen, wurden auf p. 12 kurz erwähnt.

MARMARIS-ZONE (MZ)

Verbreitung

Die Bezeichnung **Marmaris-Zone** wurde in der vorliegenden Arbeit neu eingeführt. Die Zone enthält eine geologisch und tektonisch interessante Gesteinsassoziation. Das Städtchen Marmaris liegt selbst in dieser Zone, welche eine ungefähr N-S verlaufende Längsrichtung hat. Sie wird gegen Norden immer schmaler und besitzt bei Çetibeli nur einige hundert Meter Breite. Im Süden aber öffnet sie sich sowohl gegen Westen (westliche Fortsetzung liegt ausserhalb der Karte) als auch gegen Osten (Aktaş).

Ein zweiter, schmalerer Zug von gleicher Gesteinsassoziation geht durch Altınsivrisi Tepe und kommt dann bei Karapınar mit dem ersten zusammen. Eine tektonische Störungslinie trennt die beiden Züge voneinander. Der Karabeyyurdu Dere hat, entlang dieser Störungslinie, die Gesteine der MZ wegerodiert und das Peridotitmassiv freigelegt. Ein Blick auf die Karte zeigt, dass es auf dem Peridotit etwas südlich von Karapınar noch Relikte der MZ zwischen beiden Zügen gibt.

Sehr wichtig sind die Vorkommen von einem Radiolarit-Spilit-Komplex in der TZ. Diese Vorkommen waren Kaaden & Metz (p. 146), welche ja die MZ als «Schuppenzone von Marmaris» bezeichneten, nicht bekannt. Sie befinden sich in der Umgebung von Turunç und bei Kumlubük, liegen unter der Sedimentserie der TZ. Durch die Funde von Spilitfragmenten in den Arkosen der Flyschserie (Abb. 27) wird bewiesen, dass die Sedimentserie der TZ jünger ist als die Spilite.

Die Gesteine der Marmaris-Zone

Es treten in der MZ folgende Gesteinsarten auf :

1. Marmaris-Marmor
2. Radiolarite
3. Spilite
4. Quarzite bis Quarz-Glimmerschiefer
5. Amphibolite
6. Granit
7. Flysch-Blöcke und Serpentin-Blöcke

Anhang :

- a) Kontaktmetamorphe Erscheinungen
- b) Glaukophanisierung

1. Marmaris-Marmor. — Es sind meist hellgraue, massige Kalke mit mässigem Marmorisierungsgrad. Die kleineren Blöcke oder auch die stark durchbewegten Randpartien zeigen eine bessere Kristallinität.

Dieser Marmor kommt in oder auf dem Radiolarit-Split-Komplex in Form von kleineren oder grösseren Blöcken vor, vor allem im Raume zwischen Marmaris und Eti Tepesi, dann zwischen Çetibeli und Kocaalan Dere. Andererseits ist der Kara Dağ nordwestlich von Belbaşı, aus diesem Marmor aufgebaut (s. Beilage 3,B). Wir sehen auf der Karte deutlich, dass der Marmor sowohl bei Kara Dağ, als auch bei Altınsivrisi Tepe auf dem Radiolarit-Split-Komplex liegt. Die Spilite sind westlich von Belbaşı fensterartig unter dem Marmor aufgeschlossen.

Selten liegen kleinere Marmorblöcke auf dem Peridotit, mit stark tektonisierten Kontakten, z.B. bei Karapınar. Nirgends wurde aber ein Marmoreinschluss im Peridotit gefunden. Das südlichste Vorkommen des Marmaris-Marmors liegt am Westende der Keçi Adası.

In diesen Marmoren, welche sehr selten auch Hornsteinstreifen führen, wurden weder Fossilien, noch kontaktmetamorphe Erscheinungen getroffen. Das Alter dieses Marmors ist nicht bekannt. Nach einigen Angaben aus anderen Orten wurde Mitteltrias nachgewiesen (Philippson 1918, p. 127; Kaaden & Metz, p. 121, 144). Erwähnenswert ist jedoch die typische Vergesellschaftung des Marmors mit Radiolarit-Split-Komplex innerhalb des untersuchten Gebietes.

Der Marmor ist i. a. stark tektonisiert. Am Ostrande von Altınsivrisi Tepe und wenig westlich von Belbaşı sind ziemlich mächtige Kontaktbrekzien im Marmor zu finden (Beilage 3, A). Auch die Zerklüftung ist stellenweise ziemlich intensiv. Ueber die allgemein-tektonischen Lagen wird im tektonischen Kapitel die Rede sein.

2. Radiolarite. — Die Radiolarite sind in der MZ besonders viel verbreitet. Sie bilden eigentlich, zusammen mit Spiliteinschaltungen, die Basis dieser Zone. Zum Teil gibt es auch Räume, wo die Spiliteinschaltungen fehlen. Diese wurden auf der Karte speziell markiert.

Die Farbe der Radiolarite wechselt zwischen hellrot und dunkelrot. Selten sind auch hellgrünliche Farben vertreten. Sie sind i. a. gut gebankt, hart, dicht, stark tektonisiert, zerbrochen und stellenweise intensiv gefaltet. Auch massige oder besonders bei stark gestörten Stellen schiefrige Varietäten kommen vor.

Die Radiolarite der MZ sind älter als die Radiolarite, welche in den Turunç-Kalken als stratigraphische Einschaltungen vorkommen. Denn die ersteren hängen altersmässig mit den Spiliten zusammen, deren Altersbeziehung zu der

Sedimentserie der TZ auf p.16 kurz erläutert ist (vgl. auch Kaaden & Metz, p. 162).

3. *Spilite* (Albitisierte Gesteine der Diabasfamilie). — In der vorliegenden Arbeit werden diabatische submarine Ergussgesteine, welche primär sauren Plagioklas (Albit-Oligoklas) enthalten oder sekundär albitisiert sind, als *Spilite* bezeichnet (vgl. Vuagnat, M., 1946, p. 198; Turner & Verhoogen, 1960, p. 258; Tröger, 1935).

Durch die mikroskopischen Untersuchungen wurde festgestellt, dass eine sekundäre Albitisierung fast alle diabatischen Gesteine der MZ in wechselndem Masse betroffen hat. Daher wurde der von Kaaden & Metz (p. 114) für diese Gesteine verwendete Name als passend behalten, obwohl die primären Plagioklase in den meisten Fällen mit den einfachen mikroskopischen Methoden nicht bestimmt werden konnten (wegen der starken Zersetzung).

Eine Ausnahme, Pikritporphyr, ist unten getrennt beschrieben.

Die *Spilite*, die ja in der MZ weit verbreitet sind, sind stets mit roten Radiolariten vergesellschaftet. Auf der Karte sind grössere Räume, wo nur *Spilite* vorkommen, von der übrigen Radiolarit-Splitit-Vergesellschaftung getrennt angegeben.

Die *Spilit*vorkommen in der TZ und ihre Bedeutung wurden auf p. 16 erwähnt. In den *Spiliten* findet man häufig schaligkugelige Absonderungen (Abb. 40), aber *Pillows* wurden nirgends getroffen.

Klassifikation der untersuchten Varietäten

Es wurde versucht, die *Spilite* des Marmaris-Gebietes auf Grund makroskopischer und mikroskopischer Eigenschaften das erste Mal zu klassifizieren. Eine zuverlässige Klassifizierung dieser meist feinkörnigen und unfrischen Gesteine wäre jedoch nur mit Zuhilfenahme chemischer Analysen möglich. Folgende Varietäten wurden unterschieden :

- a) *Spilitmandelsteine* (a₁. erzreiche-, a₂. pyroxenreiche)
- b) *Spilitporphyrite* (b₁. mit dominierenden Augiteinsprenglingen
b₂. mit dominierenden Plagioklaseinsprenglingen)
- c) *Mandeln- und einsprenglingsfreie Spilite*
- d) *Seladonitisierter Spilit*

Anhang :

- 1) *Schalstein*
- 2) *Pikritporphyr*

Diese Einteilung erfolgte in bezug auf die dominierenden Eigenschaften. In der Tat gibt es fast immer Uebergänge zwischen den oben erwähnten Typen.

Beschreibung der einzelnen Typen

a. Spilitmandelsteine

Diese kommen wohl am häufigsten vor. Es gibt seltene Spilitarten, welche keine Mandeln enthalten. Makroskopisch sind sie feinkörnig bis dicht, von hellgrau-grüner, bräunlicher oder schwarzer Farbe. Die Menge und Grösse der Mandeln sind variabel. In extrem mandelreichen Typen machen sie bis 50 % des Gesteinsvolumens aus und sind bis 1 cm gross. Sie sind am meisten mit Calcit, seltener mit Chlorit oder Quarz gefüllt. Neben der Hohlraumfüllung entstehen die Mandeln z.T. durch Verdrängung der magmatisch gerundeten Pyroxeneinsprenglinge mit Calcit (Abb. 35, 36). Die Unterteilung in erzreiche und pyroxenreiche Spilitmandelsteine erfolgte nach dem überwiegenden Erzgehalt, beziehungsweise Pyroxengehalt der Grundmasse.

b. Spilitporphyrite

Das sind Spilite, deren Struktur dominierend porphyrischen Charakter hat. Die Einsprenglinge bestehen aus Plagioklas oder Pyroxen (Augit). Sie sind i. a. gut idiomorph, nicht selten aber von der Grundmasse zerfressen. In extremen Fällen können sie bis mehrere cm gross sein (Abb. 1). Ihre Eigenschaften sind unten in der Mineralbeschreibung erläutert. Es wurden wiederum zwei Untertypen unterschieden und zwar je nach dem, ob die Einsprenglinge überwiegend aus Plagioklas oder aus Pyroxen bestehen.

c. Mandeln- und einsprenglingsfreie Spilite

Nicht selten enthalten die Spilite weder Mandeln noch Einsprenglinge, sondern sie sind holokristallin, mehr oder weniger gleichkörnig. Die Korngrösse kann erheblich variieren. Es gibt fein- bis mittelkörnige ($\phi = 0,5-1$ mm) und grobkörnige ($\phi = 2-3$ mm) Varietäten.

d. Seladonitisierter Spilit

Wegen des sehr reichlichen Auftretens vom Seladonit (30-40 %) wurde diese Varietät unterschieden. Das Gestein besteht vorwiegend aus Titanaugit, Seladonit und Calcit. Die Menge der neu gebildeten Augitkristalle liegt unter 1 %. Sie sind sehr klein, frisch und teilweise gut verzwilligt. Mit mehr oder weniger gleichkörniger Struktur und massiger Textur gehört dieses Gestein gefügemässig zu dem Typ c.

Anhang

1. *Schalstein*. — Es wurde 2,5 km nordwestlich von Marmaris ein Gestein gefunden, das auf einen flüchtigen Blick als «Spilitbrekzie» zu bezeichnen wäre. Es

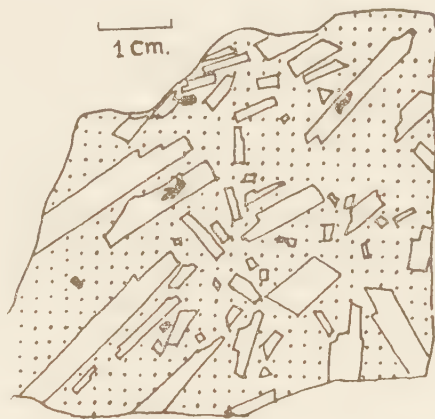


Abb. 1 - Extrem grosse Plagioklaseinsprenglinge in Spilitporphyrit, 500 m W von Belbaşı.

Schw.: Augit. Der Plagioklas ist so stark zersetzt, dass die mikroskopische Bestimmung von An-Gehalt nicht möglich war.

kommt in einem ein paar Meter grossen Aufschluss vor und besteht vorwiegend aus dunkelbraunem, feinkristallinem Kalk, in welchem cm grosse, rundliche oder eckige, kleine, aderförmige Spilitkomponente liegen. Letztere sind dunkelgrün gefärbt. Nähere Untersuchungen, vor allem unter dem Mikroskop, zeigen aber, dass das Gestein fast keine Spur von irgendwelcher Deformation trägt. Weder die einzelnen Komponenten, noch die einzelnen Mineralien sind zerbrochen, zerklüftet oder brekziert. Das ganze Gestein ist massig. Der Kalk ist sehr hämatitreich und enthält zahllose Radiolarien (Abb. 33). Demnach ist er als Radiolarienkalk zu bezeichnen. Die Grenzen zwischen den Spilitkomponenten und dem Kalk sind scharf aber unregelmässig, z.T. wellig. Bisweilen gibt es apophysenartiges Eindringen der Spilitkomponente in den Kalk (Abb. 2). Nach diesen Eigenschaften ist anzunehmen, dass es sich bei diesem Vorkommen von Spilitkomponenten im Radiolarienkalk um eine Art (kalte) Injektion handelt. Das Gestein wird als Schalstein bezeichnet (vgl. Tröger 1935; Rösler, H. J. 1960, p. 64).

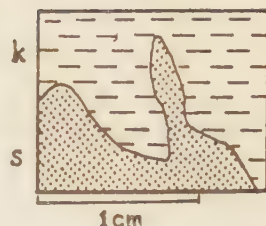


Abb. 2 - Begrenzung zwischen Radiolarienkalk (k) und Spilit (s) im Schalstein.

2. Pikritporphyr. — (Vorkommen bei Kumlubük)

Mineralbestand :

Grundmasse : Augitkristallite, Magnetit, intergranular Glas.

Einsprenglinge : Augit, Olivin.

Die Augitkristallite sind hypidiomorph, 0,1 mm gross, farblos, Auslöschung 35-40°. Sie enthalten Magnetiteinschlüsse, die den Einsprenglingsaugiten fehlen. Magnetit kommt in idiomorpher Ausbildung (0,02 mm gross) vor und ist gleichmässig verteilt. Seine Menge beträgt etwa 15 %. Die Augiteinsprenglinge sind gut idiomorph und frisch, selten durch die Grundmasse etwas resorbiert. Dagegen sind die Olivine vollständig umgewandelt. Sie verraten sich vor allem durch die charakteristische Maschenstruktur. Es gibt im Gestein kleine Risse, die durch Calcit und teilweise durch einen hellen Glimmer (Sericit) verheilt sind.

Gefüge : Hemikristallin porphyrisch. Die Grundmasse ist intersertal, wobei die Augitmikrolithe schwach trachytisch angeordnet sind. Die Ansammlung der Einsprenglingsaugite in rundlichen mandelähnlichen Partien ist speziell zu erwähnen.

3. Beschreibung der einzelnen Minerale der Spiliten. — In den Spiliten kommen folgende Minerale vor :

- | | |
|---------------|----------------|
| — Plagioklase | — Seladonit |
| — Pyroxene | — Titanit |
| — Amphibole | — Quarz |
| — Chlorite | — Apatit |
| — Calcit | — Stilpnomelan |
| — Erze | |

— Plagioklase

Die primären Plagioklase kommen in zwei Generationen vor, nämlich erstens als Einsprenglinge (oder normaler Bestandteil bei einsprenglingsfreien Spiliten), zweitens als kleine

Mikrolithe in der Grundmasse. Beide Generationen sind i.a. so stark zersetzt, dass ihre mikroskopische Bestimmung (An-Gehalt) nicht möglich ist. In seltenen Fällen konnten die Einsprenglinge mit 17 - 19° Auslöschung und manchmal positivem, manchmal negativem optischem Charakter als Albit-Oligoklas bestimmt werden. Sie sind polysynthetisch verzwilligt, i.a. gut idiomorph, gelegentlich durch die Grundmasse etwas resorbiert und protoklastisch zerbrochen. Bei der Zersetzung trifft man nicht selten «gefüllte Formen», wobei der Kern chloritisiert oder mit einem ganz feinen Umwandlungsprodukt durchsetzt ist. Da die Plagioklase keine Zonarstruktur zeigen, sind diese frischeren Randpartien wahrscheinlich sekundär durch Albitisierung verjüngt worden. Auch teilweise Verdrängung oder vollständige Ersetzung durch Calcit kommt vor. Selten wurde als Umwandlungsmineral körniger Epidot beobachtet.

Die Mikrolithe sind ebenfalls gut idiomorph, leistenförmig, meist einfach, manchmal gar nicht verzwilligt.

Die Albitisierung wurde fast in allen Spiliten in variierendem Masse festgestellt. Der meist xenomorph buchtig, z.T. aber idiomorph ausgebildete Albit (Korngrösse durchschnittlich unter 0,1 mm) ist an der einfachen Verzwilligung (selten polysynthetisch verzwilligt, häufig unverzwilligt) gut zu erkennen. Die vollkommene Frische in den sonst stark zersetzten Gesteinen sowie das Vorkommen in Adern, Rissen oder an den Rändern der Calcitpartien, beziehungsweise Calcitmandeln, verraten die sekundäre Entstehung des Albits. Wegen der kleinen Ausbildung konnten die optischen Eigenschaften (Auslöschung, Achsenwinkel) nicht bestimmt werden, aber nach der Genese ist es unzweifelhaft, dass es sich um Albit handelt.

— Pyroxene

Neben den Plagioklasen gehören die Pyroxene zu den wesentlichen Gemengteilen der Spilite. In den Spilitporphyriten kommen sie, wie der Plagioklas, in zwei Generationen vor, nämlich als Einsprenglinge und als Mikrolithe in der Grundmasse. Mineralogisch wurden zwei Varietäten festgestellt, a) Augit, die häufigere, b) Titanaugit, die seltenere.

Augit ist in der Grundmasse klein prismatisch bis stengelig, idiomorph, durchschnittlich 0,1 mm gross. Bei den Einsprenglingen sind einige Sachen besonders auffallend, nämlich die Korrosion und Verdrängung durch die Grundmasse, magmatische Rundung (Abb. 35), Ansammlung in rundlichen, mandelähnlichen Partien. Der Augit ist in beiden Generation farblos bis blassgrünlich, nicht selten verzwilligt, gelegentlich auch zonar. Die gemessenen Auslöschungsschiefen variieren zwischen 40-45°.

Titanaugit wurde in den Spiliten westlich Belbaşı und westlich Beldibi Köy getroffen. Er kommt in bedeutender Menge sowohl als Mikrolithe als auch als Einsprenglinge vor und ersetzt offenbar den gewöhnlichen Augit; denn der letztere fehlt den Spiliten, welche Titanaugit enthalten. Die Farbe und der Pleochroismus wechseln je nach Ti-Gehalt von blassviolett bis tiefviolett; X = hellgelb, Y = blassviolett, Z = mässig- bis tiefviolett.

— Amphibole

Als Umwandlungsprodukt des Pyroxens findet man grüne Hornblende. Ausserdem kommt primär Titanhornblende vor und zwar in Vergesellschaftung mit Titanaugit, westlich von Belbaşı. Sie ist hypidiomorph bis idiomorph und erreicht mehrere mm Grösse. Der Pleochroismus ist sehr stark; X = hellgelblich braun, Y = hellrötlich braun, Z = dunkelbraun. Die Titanhornblende ist stark chloritisiert, womit eine körnige Titanitausscheidung parallel läuft. Die unregelmässigen Titanitkörner liegen im Chlorit oder sind in Ketten parallel zur prismatischen Spaltrichtung der Hornblende angeordnet.

— Chlorite

Die Chloritminerale, deren mikroskopische Bestimmung wegen der sehr feinen, schuppigen Ausbildung äusserst schwierig ist, können nach der Art ihres Vorkommens in drei Gruppen eingeteilt werden.

a) Chlorit in der Grundmasse ist vor allem an der Farbe (schwach grünlich, manchmal durch Oxydation bräunlicher gefärbt) zu erkennen. Auch die violett-braune anomale Interferenzfarbe bei einigermaßen gröber schuppigen Aggregaten kommt dazu. Häufig ist die Interferenzfarbe aber grau-grünlich, z.T. durch Oxydation verdeckt.

b) Chlorit als Mandelfüllung

c) Chlorit der aus der Umwandlung anderer basischer Minerale hervorgeht.

Unterschiede zwischen diesen zwei letzten und der ersten Gruppe liegen hauptsächlich in der Ausbildung. Die Chlorite der letzten zwei Gruppen sind nämlich im Vergleich mit der ersten Gruppe besser und etwas gröber ausgebildet.

— Calcit

Das charakteristische Auftreten des Calcits in den Spiliten ist die Mandelfüllung. Daneben kommt er als Verdrängung des Augits vor. Selten sind auch Plagioklase durch Calcit ersetzt. In beiden Fällen ist er gut kristallisiert, wohingegen der Calcit in der Grundmasse feinkristallin bis dicht ist.

— Erze

In den Spiliten müssen primäre Erzminerale von den sekundären, durch Umwandlung der basischen Minerale entstandenen, unterschieden werden. Primäre Erzminerale kommen in der Grundmasse in variierender Menge und meist idiomorph-kleinkörniger Ausbildung vor. Sie konnten im Dünnschliff teils als Hämatit (rötliche Farbe), teils als Magnetit (Idiomorphie, bläulich schwarze Farbe) bestimmt werden. Daneben findet man nicht selten Ilmenit in charakteristischer stengeliger Ausbildung vor. Er ist randlich oft in Leukoxen umgewandelt.

— Seladonit

In vielen Spiliten findet man neben Chloriten ein meist hell grasgrünes Mineral, das aus ganz feinschuppigen Aggregaten besteht. Das Mineral wurde in seladonitisertem Spilit (p. 19) näher untersucht. Die Seladonitaggregate füllen in diesem Gestein die teils idiomorphen Kristallumrisse, welche nach der Form (prismatisch, leistenartig) z.T. an den Augit erinnern. Da aber an den reichlich vorhandenen Titanaugiten im Gestein keine partielle Umwandlung in Seladonit beobachtet wurde, müssen diese Pseudomorphosen etwas anderes gewesen sein als Titanaugit. In diesen teils idiomorphen Umrissen zeigt der feinschuppige Seladonit farbenmässige Inhomogenität (hell blassgrünlich, grasgrün bis malachitgrün). Sehr selten kommt durch Oxydation bräunliche Farbe vor. Die Interferenzfarbe wird an feinschuppigen Aggregaten durch die Eigenfarbe verdeckt. An etwas größeren Schuppen konnte hingegen ziemlich grosse Doppelbrechung, etwa wie die des Sericits, beobachtet werden. Er ist optisch zweiachsig positiv. Mit der Seladonitisierung ist immer eine Erzausscheidung (Magnetit) verbunden, wobei das Erz im Seladonit liegt oder randlich angesammelt ist. Auf gleiche Weise wie das Erz kommen kleine, unregelmässige Körner mit starker Doppelbrechung vor, die als fragliche Titanite bestimmt wurden.

Aus dem Seladonit wurde eine röntgenographische Pulveraufnahme hergestellt um zu kontrollieren, ob es sich nicht um eine Chloritvarietät handeln könnte. Die für die Chloritgruppe spezifische Linie mit $d = 7,15$ fehlt. Dagegen stimmen die d -Werte des

untersuchten Minerals mit den Glaukonitwerten ziemlich gut überein. Nach Tröger (bei Freund, H., 1955, p. 234) ist ja der Seladonit ein Fe^{+3} -reicher Glaukonit (vgl. auch Rösler H.J., 1960, p. 42: Soldatos K., p. 38).

— Titanit

In den Spiliten, welche Titanaugit und Titanhornblende enthalten, kommt der Titanit in xenomorph-körniger Ausbildung vor, als Umwandlungsprodukt dieser Minerale. Primärer Titanit wurde nicht getroffen.

— Quarz

Er kommt gegenüber dem Calcit zurücktretend als Mandelfüllung vor, ist xenomorph, mittelkörnig, zeigt schwach undulöse Auslöschung. Ganz selten findet man auch junge, mit Quarz gefüllte Risse.

— Apatit

Apatit gehört zu den akzessorischen Mineralien der Spilite. Er ist gut idiomorph und manchmal bis 1 mm gross. Teilweise ist er von der Grundmasse schwach angegriffen. Demnach gehört er zu den Frühausscheidungen.

— Stilpnomelan

In einem erzeichen Spilitmandelstein aus der Gegend Kumlubük wurde ein Mineral getroffen, das sich mit Vorbehalt mikroskopisch als Stilpnomelan bestimmen liess. Er kommt an den Rändern der Calcitmandeln vor oder dringt in den Calcit ein, ist also eine junge Bildung. Die Ausbildung ist blättrig bis langfaserig, die Grösse liegt zwischen 0,02 - 0,1 mm, Auslöschung gerade. Pleochroismus: Blattlängsrichtung bräunlich, quer dazu fast farblos. Die Doppelbrechung ist gross mit lebhaften Interferenzfarben (zur Unterscheidung von Biotit). Ein ganz ähnliches Vorkommen von Stilpnomelan beschreibt Rösler, H.J. (1960, p. 48).

Gefüge:

Die Textur der Spilite ist massig, porphyrisch, häufig aber amygdaloidal. Die Anordnung der Mikrolithe in der Grundmasse ist trachytisch, oft intersertal oder richtungslos, selten mit Tendenz zu radialstrahligen Bildungen.

4. Quarzite und Quarzglimmerschiefer. — Diese Gesteine kommen ausschliesslich nur in der MZ vor und zwar in den randnahen Gebieten des Peridotitmassivs. Sie sind stets mit den Amphiboliten vergesellschaftet, welche auch nur in dieser Zone anzutreffen sind. Beide Gesteinsarten sind in Form von kleineren oder grösseren, unzusammenhängenden Fetzen vorzufinden. Etwas grössere Vorkommen befinden sich in der Umgebung von Altınsivrisi Tepe und bei Belbaşı. An einigen Stellen liegen Quarzite direkt auf dem Peridotit (südwestlich von Karapınar und 2 km nördlich von Gölenye).

Es sind zwei Typen zu unterscheiden:

a) Massige, glimmerarme Quarzite

b) Schiefrige, glimmerreiche Quarzite, übergehend in

Quarzglimmerschiefer.

Zwischen beiden Typen gibt es Uebergänge. Das kleine Hügellein, 1 km westlich von Marmaris, besteht aus massigem Quarzit, extrem schiefrigen Typus findet man bei Belbaşı.

Ausser diesen zwei Typen finden wir amphibolhaltige Quarzite mit Uebergängen bis zu Quarzitamphiboliten.

Makroskopisch sind es mittel- bis feinkörnige, stellenweise fast dichte Gesteine von meist heller Farbe. Selten sind sie auch grünlich oder rötlich gefärbt.

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand :

Quarz, Muskowit, Chlorit, Magnetit, Turmalin, Granat, Carbonat, Feldspat, Apatit.

Quarz bildet xenomorphe, buchtig-zackige, ineinandergreifende Körner, die mehr oder weniger in der s-Richtung in die Länge gezogen sind. Er ist immer stark undulös auslöschend. Die Menge und Verteilung des Muskowits sind variabel. Im Typus a) liegen kleinere, beliebig verteilte Schuppen zwischen den Quarzkörnern, im Typus b) dagegen ist er in dünnen, parallelen Lagen angereichert. Neben dem Muskowit wurde in einigen Schliffen wenig Chlorit beobachtet, der an grünlicher Farbe und anomaler Doppelbrechung leicht zu erkennen ist. Magnetit und der damit vergesellschaftete Turmalin sind fast in allen Schliffen vorhanden. Besonders westlich von Altunsivrisi Tepe kommen sie sehr reichlich vor. An dieser Stelle wurde auch akzessorisch Carbonat getroffen. Magnetit ist im ganzen Gestein in Form von kleinen, meist idiomorphen Körnern verteilt. Stellenweise bildet er aber auch knollige, derbe Anreicherungen. Eingeschlossen ist er im Quarz, gelegentlich auch im Muskowit.

Wichtig ist das weitverbreitete Turmalinvorkommen in den Quarziten. Wie aus den folgenden Beschreibungen hervorgeht, handelt es sich nicht um detritäre, sondern eingewachsene Turmaline. Es kommen zwei Turmalinvarietäten vor:

a) Schörl ist die häufigere Varietät. Er kommt besonders reichlich westlich von Altunsivrisi Tepe vor. Makroskopisch kann man ihn an der kleinnadeligen Ausbildung und tiefroten Farbe erkennen. Pleochroismus : X = purpurrot, violett, Z = goldgelb, bräunlich gelb. Die rötliche Farbe fällt auch makroskopisch auf. Der Schörl ist anomal zweiachsig negativ, hat meist hypidiomorphe, seltener idiomorphe Ausbildung. Manchmal ist er langstengelig und radialstrahlig angeordnet (besonders durch diese Anordnung ist seine metamorphe Entstehung eindeutig bewiesen). Er liegt im Quarz, selten auch mit der Säulenachse parallel in Muskowit eingelagert. Die Länge beträgt bis 0,5 mm. Er ist fast immer mit Magnetit vergesellschaftet und besitzt gelegentlich auch Magnetitkerne.

b) Dravit kommt bei einigen Stellen (Belbaşı, Westrand des Altunsivrisi Tepe) vor und zwar in grösserer Menge als der Schörl, der auch in gleichen Schliffen zu beobachten ist. Der Dravit ist besser idiomorph als der Schörl, und sein Pleochroismus lautet : X = farblos, Z = schwach grünlich gelb (Längsrichtung = X).

Granat kommt bei Belbaşı und etwas südwestlich von Çetibeli vor. Speziell im dravitreichen Quarzit ist er reichlich vertreten. Er zeigt sechseckige, rhombische oder polygonale, idiomorphe Schnitte von 0,05 - 0,10 mm Grösse und hat fast immer einen kleinen Erzkern (sehr wahrscheinlich Magnetit, da er mit Magnetit vergesellschaftet ist). Er ist schwach grünlich und völlig isotrop und wurde als Andradit bestimmt.

Biotit- und granatführender Amphibolit-Quarzit, Adağzı
Mineralbestand:

Quarz (40 - 60%), Hornblende (20 - 25%), Biotit (ca. 15%), Granat, Magnetit.

Quarz ist xenomorph, undulös auslöschend, durchschnittlich 0,5 mm gross. Hornblende ist hypidiomorph, grün mit leichtem bläulichem Stich, 1-2 mm gross. Häufig ist sie von Biotit ummantelt, gelegentlich hat sie idiomorphe Biotit- oder Granateinschlüsse. Biotit ist grobschuppig (0,5 mm), braun, teilweise etwas aufgeblättert und verfärbt. Granat kommt in zwei Generationen vor.

1. Generation :

Bis 2 mm grosse, rundliche Kristalle, meist stark zerbrochen und chloritisiert, farblos, völlig isotrop.

2. Generation :

Idiomorph, feinkörnig (0,05 - 0,1 mm), frisch, entspricht dem oben beschriebenen Andradit. Sie ist jünger als die 1. Generation.

Das Gestein ist stark schiefrig, aber nicht lagig.

5. *Amphibolite und verwandte Gesteine.* — Bei der Beschreibung der Quarzite wurde schon die Vergesellschaftung der Amphibolite mit diesen Gesteinen erwähnt. Im Vergleich zu den Quarziten kommen die Amphibolite aber ziemlich zurücktretend vor. Wichtige Aufschlüsse befinden sich bei Belbaşı und nördlich von Altınsivrisi Tepe. Neben den fast reinen Amphiboliten und Quarzit-Amphiboliten sind auch epidotreiche Arten häufig. Bei Belbaşı finden wir auch chloritreiche Typen, in Chlorit-Amphibolitschiefer übergehend. Makroskopisch sind es dunkelgrüne, mittelkörnige Gesteine mit deutlicher Lagigkeit.

Amphibolite und Quarzitamphibolite

Mineralbestand :

HG : Hornblende, Quarz

NG : Plagioklas, Epidot, Chlorit

ÜG : Titanit

Akz : Biotit, Apatit, Orthit, Diopsid, Carbonat

Hornblende ist hypidiomorph bis idiomorph. In fast reinen Amphiboliten ist sie bis 3 mm gross. Pleochroismus: X=schwach bräunlich oder blass grünlich; Y=olivgrün; Z=dunkelgrün, manchmal mit bläulichem Stich. Nicht selten ist sie durch Titanit oder Epidot poikilitisch durchwachsen und selten etwas chloritisiert. In einem etwas plagioklasführenden Amphibolit, der 2 km nordwestlich von Marmaris im Schutt gefunden wurde, wurde auch die in Abb. 6 dargestellte Umwandlung (Grammatitisierung) festgestellt. Die Umwandlungsgrenze ist hier selten scharf, meist kontinuierlich. Interessant ist die Orientierung der Hornblende. Am Pleochroismus ist dies deutlich zu erkennen. Die Kristalle werden hellbräunlich grünlich, wenn die s-Fläche senkrecht zu der Schwingungsrichtung des Polarisators liegt, d.h. die Hornblende ist mit der X-Achse senkrecht zur s-Fläche orientiert.

Quarz kommt in wechselnder Menge in den Quarzit-Amphiboliten vor. Man findet auch jüngere Risse, welche mit Quarz gefüllt sind.

Plagioklas ist weniger häufig als der Quarz. Er ist unfrisch, meist sericitisiert. Erkennbar ist er an noch gut sichtbarer Verzwillingung. Wegen der starken Zersetzung konnte der An-Gehalt des Plagioklases nicht bestimmt werden.

Epidot ist fast immer vorhanden. Seine Menge variiert sehr stark, von akzessorisch bis als Hauptgemengteil. In einem kleinen Aufschluss 1 km westlich von Beldibi wurde ein

Epidot-Amphibolit gefunden, der lagenweise Hornblende, Epidot und etwas Quarz enthält. Der Epidot ist darin xenomorph, bis 1 mm gross und teilweise stark zerrissen. Er wurde als Klinozoisit (farblos) bis Pistazit (schwach grünlich gelbe Farbe mit ganz schwachem Pleochroismus) bestimmt. Die Kristalle sind zonar, wobei der Kern aus Klinozoisit, die Ränder aus Pistazit bestehen.

Cer-haltiger Epidot, Orthit, ist in den Amphiboliten ein seltenes Mineral, das an der charakteristischen Trübung gut erkennbar ist.

Chlorit tritt in kleinen Nestern oder Adern auf. Er ist ein Umwandlungsprodukt der Hornblende und ist vor allem an der anomalen Interferenzfarbe erkennbar. Er füllt z.T. junge Risse in der Hornblende aus.

Titanit kommt dagegen häufig vor. Mengenmässig macht er manchmal bis 10 % des Volumens aus. Er ist meist idiomorph, feinkörnig, hat oft die charakteristische Briefcouvertform. Manchmal bildet er dünne, der s-Fläche parallele Anreicherungen, oft ist er in Hornblende eingeschlossen.

Biotit wurde in Epidot-Amphiboliten westlich Beldibi gefunden. Er ist feinblättrig bis faserig und orientiert wie die Hornblende, X senkrecht auf s-Fläche. Pleochroismus: X = hellgrünlich gelb; Y = Z = dunkelbraun.

Apatit, Magnetit, Carbonat und Diopsid sind seltene akzessorische Minerale der Amphibolite.

Gefüge ist nematoblastisch, schiefzig, lagig.

Chlorit-Amphibolitschiefer, Belbaşı

Dieses Gestein ist bei der Passhöhe Belbaşı, an der Westseite der Strasse, aufgeschlossen. Er ist stark schiefzig und intensiv gefaltet.

Mineralbestand :

HG : Hornblende, Sericit, Chlorit

NG : Quarz, Epidot

Akz : Titanit

Hornblende ist stengelig ausgebildet, wobei die Stengelachse bis 3 mm gross werden kann. Sie ist idiomorph und deutlich orientiert, mit X-Achse senkrecht auf s-Fläche. Selten findet man Stengel, die senkrecht auf der s-Fläche liegen, Pleochroismus ist ähnlich wie in den vorher beschriebenen Amphiboliten.

Chlorit ist ebenfalls gut entwickelt und reichlich vertreten (ca. 10 %). Er ist etwas pleochroitisch mit X = fast farblos, Y=Z=blassgrünlich. Interferenzfarbe ist grau mit einem grünlichen Stich. Er hat einen kleinen Achsenwinkel und ist optisch positiv, gehört also zu der Gruppe der Orthochlorite. Er liegt in Linsen oder Adern, welche zu den Hornblendelagen konkordant verlaufen. Wie die Hornblende, zeigt auch der Chlorit eine Orientierung (letzterer mit X-Achse parallel zur s-Fläche). Auch kleine Chloritnester diskordant zur Schieferung kommen vor. Man kann deutlich beobachten, dass die Hornblende randlich durch Chlorit verdrängt wird. Demnach ist der Chlorit aus der Umwandlung der Hornblende entstanden.

Der feinschuppige, schlecht ausgebildete Sericit kommt ebenfalls in beachtlicher Menge und in ähnlicher Art wie der Chlorit vor. Auch junge Risse in Hornblende werden durch Sericit geheilt. Mit diesem Sericit vergesellschaftet kommt etwas Quarz vor, der xenomorph, frisch und undeformiert ist. Es ist deutlich zu erkennen, dass die Hornblende auch durch Sericit verdrängt wird. Nach Träger (bei Freund H., p. 165) ist diese Sericitbildung, zusammen mit Quarz, der Verwitterung der Hornblende zuzuschreiben.

Epidot scheint in Chloritpartien angereichert zu sein und ist daher jünger als Hornblende. Er bildet hypidiomorphe bis idiomorphe Körner. Titanit kommt in geringer Menge und xenomorph-körniger Ausföhrung vor, meist unfrisch.

Gefüge: Nematoblastisch bis lepidoblastisch, stark schiefrig und intensiv verfaltet.

Epidot-Hornblende-Fels ca. 1 km nordöstlich von Altinsivrisi Tepe.

Das Gestein wurde im Radiolarit-Split-Komplex gefunden. Es ist ein kleiner linsenförmiger Aufschluss am Fussweg, welcher durch den Osthang des Altinsivrisi Tepe nach Karapınar föhrt. Es fällt makroskopisch durch massiges Gefüge und gelblich-grüne Farbe auf.

Mineralbestand:

HG: Epidot, Hornblende

NG: Plagioklas

ÜG: Sericit

Akz: Orthit, Quarz, Erz

Epidot ist hypidiomorph bis idiomorph, grünlich gelb und zeigt deutlichen Pleochroismus. Die Färbung ist aber nicht einheitlich, sondern unregelmässig, oft randlich stärker. Manchmal sind im Epidot Erzkörner vorhanden, um welche die Farbe des Epidots kräftiger ist. Die Grösse liegt zwischen 1 - 1,5 mm.

Hornblende ist ausgesprochen stengelig bis faserig und ziemlich kräftig gefärbt. Pleochroismus: X = schwach bräunlich, grünlich; Y = olivgrün; Z = tief bläulichgrün. Stengellänge ist bis 5 mm gross, maximale Auslöschung bis 17°. Sie ist gelegentlich schwach verbogen, aber nicht orientiert.

Plagioklas bildet grosse (bis 1 mm), xenomorphe Kristalle, die häufig stark zersetzt sind. Sie werden randlich durch Epidot oder Hornblende verdrängt und sind älter als die letzteren. Ob sie aber Relikte eines basischen Plagioklas föhrenden Gesteins darstellen, konnte nicht entschieden werden.

Sericit ist in Plagioklasen vorhanden, teilweise gut schuppig ausgebildet, teilweise aber sehr fein. Quarz kommt als Zwickelfüllung in epidotreichen Partien oder in jüngerem Rissen vor.

Gefüge: holokristallin körnig, etwas nematoblastisch, massig, felsig.

Genetische Betrachtungen über die Amphibolite (Hornblende-bildung)

Nach der Auffassung von Kaaden & Metz (p. 110) bilden die Amphibolite, die ja auffälligerweise nur in den Randzonen der Peridotitkörper vorkommen, endogene, kontaktmetamorphe Produkte des Peridotits. Diese Autoren behaupten, dass ein Peridotit in einen reinen Grammatitfels umgewandelt werden kann.

Während der neuen Bearbeitung des Gebietes konnten keine Beobachtungen gemacht werden, welche diese Auffassung eindeutig bestätigen. Die Verbundenheit der Amphibolite mit den Randzonen der Peridotite könnte aber ein Argument sein, das dafür spricht. Die Amphibolbildung aus dem Dunit bei Cr. Nr. 5 ist eine hydrothermale Umwandlung und keine endogene Kontaktmetamorphose.

Challis, G. A. (1965) beschreibt dagegen Amphibolite, welche durch die kontaktmetamorphe Wirkung der ultrabasischen Intrusion aus den spilitischen Gesteinen entstanden sind (das bedeutet, dass in Challis's Untersuchungsgebiet die Spilite älter sind als die mit ihnen vergesellschafteten Peridotite).

In den Spiliten 500 m westlich von Belbaşı wurde die Umwandlung (teilweise) des Augites in grüne faserige Hornblende festgestellt. Das Gestein ist massig und zeigt keine Verschieferung oder andere tektonische Deformationen.

In einem kleinen Aufschluss am Ziegenweg, der durch den Westhang des Altınsivrisi Tepe auf den Gipfel führt, wurde bei ca. 450 m Höhe ein Gestein gefunden, das an reliktsch erhaltenen Mineralien und dem Gefüge als fast vollkommen hornblendisierter Spilit erkannt werden konnte. Die Hornblende hat bis 18° Auslöschung. Pleochroismus: X = fast farblos; Y = dunkelolivgrün; Z = bläulichgrün. Zu betonen ist die völlig massige Textur des Gesteins und die idiomorphen Umrisse der umgewandelten Einsprenglinge (Pyroxene, Plagioklase).

Wenn auch diese Vorkommen nicht direkt am Kontakt des Peridotits liegen und selten sind, so werden sie doch als kontaktmetamorphe Bildungen im Sinne Challis's aufgefasst. Es muss hier bemerkt werden, dass die Kontakte überall sehr stark tektonisch durchbewegt sind. Dadurch kann man sich erklären, warum die oben beschriebenen Gesteine in etwas kontaktfernen Stellen gefunden wurden. Diese Anzeichen führen zu der Annahme, dass im Marmaris-Gebiet die Spilite älter sind als die Peridotite (vgl. auch p. 16).

Kaaden & Metz (p. 119) kamen auch zu dem gleichen Schluss hinsichtlich der Altersbeziehung zwischen beiden Gesteinseinheiten.

6. Granit. — Am Westrande von Beldibi Köy wurde ein Granitvorkommen gefunden, welches bis jetzt nicht bekannt war. Auch in der weiteren Umgebung wurden keine derartigen Vorkommen gemeldet (Kaaden & Metz).

Die Horizontaldimensionen dieses Vorkommens betragen 200-300 m, die Mächtigkeit ca. 50 m (aufgeschlossen in einem kleinen Bach). Es liegt auf dem Radiolarit-Spilit-Komplex und wird von Basica i ntensiv durchsetzt (Beilage 3, C). Es wurden darin anorthositische Gänge (Plagioklas mit $An > 90\%$, Chlorit, Epidot, Quarz, grüner Biotit, Erz; holokristallin, mittelkörnig, sperrig, mit Tendenz zur trachytischen Anordnung der Plagioklase) und reine Epidositgänge gefunden.

Der Granit ist ziemlich stark tektonisiert, zerbrochen, stellenweise sogar etwas verschiefert. Er ist vor allem unfrisch und im ganzen nicht homogen, führt stellenweise mehr Orthoklas, stellenweise mehr Plagioklas, der meist saussurisiert ist.

Bei diesem Vorkommen handelt es sich also nicht um eine Intrusion in situ, sondern um einen exotischen Block.

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand :

HG : Quarz, Orthoklas, Plagioklas

NG : Biotit, Muskowit

ÜG : Epidot, Albit

Akz : Magnetit

Der Quarz hat buchtig lappige Korngrenzen, ist xenomorph und sehr stark undulös auslöschend. Von Orthoklas ist er leicht zu unterscheiden, da der letztere mehr oder weniger zersetzt ist. Orthoklas hat gelegentlich Einschlüsse von Plagioklas und Biotit. Der polysynthetisch verzwillingte Plagioklas wurde als Andesin (An 35-40) bestimmt. Er ist kataklastisch zerbrochen, gelegentlich auch etwas schwach verbogen.

Die dunklen Gemengteile machen zusammen 10 % des Volumens aus. Der Biotit ist braun, faserig, blättrig, etwas verbogen und zeigt undulöse Auslöschung. Er ist ziemlich stark umgewandelt, was durch Verfärbung und Aufblätterung gut zum Ausdruck kommt (vgl. Freund H. p. 768). Man kann im Dünnschliff verschiedene Stadien der Verfärbung vom schwachen bis zum vollständigen Farbentzug gut beobachten. Diese Umwandlung ist kombiniert mit einer Erzausscheidung. Muskowit (farbloser Glimmer) ist durch die Umwandlung des Biotits entstanden.

Neben dem Muskowit ist ein anderes blättriges Mineral vorhanden, das frisch und teilweise idiomorph (sechseckige kleine Querschnitte) ist. Die Farbe ist gräulichgrün bis dunkelgrün. Es ist etwas pleochroitisch mit Farbwechsel zu gelblichgrün. In Vergesellschaftung mit diesem Mineral befinden sich kleine idiomorphe Magnetitkristalle. Das Mineral hat einen kleinen Achsenwinkel und ist optisch negativ. Es wurde als Vermiculit (mit Vorbehalt) bestimmt, der ja auch durch Umwandlung des Biotits entstehen kann.

Epidot befindet sich häufig angereichert entlang der Risse. In einigen Schliffen wurden auch junge, mit Albit und Quarz gefüllte Risse beobachtet. Die Epidotisierung im Granit ist auf die hydrothermale Wirkung der jüngeren Basica zurückzuführen. Man findet im Granit auch fast reine Epidositgänge.

Gefüge ist holokristallin, mittel- bis grobkörnig. Korngrösse der Hauptgemengteile ist durchschnittlich 2-3 mm. Die hellen Minerale sind z.T. etwas rekristallisiert und brekziert.

Die Herkunft dieses Granitvorkommens liegt im dunkeln, da man in einer sehr weiten Umgebung rund um das Marmaris-Gebiet kein anderes Granitvorkommen kennt. Das nächstliegende (durchschnittlich 100 km nördlich von Marmaris) kristalline Massiv, an dessen Aufbau auch Granite beteiligt sind, ist das Menderes Massiv. Es besteht eine ganz geringe Möglichkeit, dass das Granitvorkommen bei Beldibi Köyü irgendwie mit dem Menderes Massiv in Zusammenhang steht. Diese Vermutung kann vorläufig nicht bewiesen werden.

7. Flysch-Blöcke und Serpentin-Blöcke. — In der Umgebung von Etipeşi finden wir Gesteine, die faziell der Karabörtlen-Serie (dem sandigen Typ) gleichen. Sie stecken dort schuppenartig im Radiolarit-Spilit-Komplex und passen sich lagerungsmässig dem allgemeinen Rahmen der MZ an. Die Metamorphose und Tektonisierung dieser rätselhaften Vorkommen sind jedoch schwach.

Im südlichen Teil der MZ kommen dagegen kleine, blockartige (z.T. als richtige Blöcke mit ein paar m Dimensionen) Flyschsandsteine vor. Genau befin-

den sie sich 2 km nordwestlich von Marmaris und bei Aktaş, und sind lithologisch dem Sandstein der südlichen Flyschserie gleichzustellen.

Einige kleine Serpentinvorkommen, welche wurzellos in der MZ stecken (Beilage 3, B und C), sind ebenfalls nach der Art ihres Auftretens als Blöcke zu betrachten. Es sind zwei kleine Vorkommen knapp südsüdwestlich von Beldibi Köyü, von denen das eine auf Profil C zu sehen ist. Dieses Vorkommen ist vollständig serpentiniert, ja sogar etwas verschiefert. Es liegt als ein etwa 2 m dicker und 50 m langer Keil unter einem viel grösseren Marmorblock und fällt steil gegen NE. Etwa 200 m südwestlich von diesem Serpentinkeil finden wir ein zweites, ebenfalls unter einem Marmorblock liegendes Serpentinvorkommen. Letzteres ist etwas rundlich und ein paar m gross. Trotz starker Serpentinisierung an randlichen Partien kann man im Zentrum dieses Vorkommens noch Harzburgit erkennen. Andere, ebenfalls etwas weniger serpentinierte Vorkommen befinden sich 2 km nördlich von Beldibi Köyü und in Belbaşı (Profil B). Diese haben ähnliche Dimensionen wie die oben beschriebenen Stücke. Ueber diese Vorkommen vergl. auch tektonisches Kapitel.

Anhang:

1. Kontaktmetamorphe Erscheinungen

a. Bei den genetischen Betrachtungen über die Amphibolite wurde an Beispielen und mit vergleichender Literaturangabe erläutert, dass die Hornblendebildung in den Spiliten aller Wahrscheinlichkeit nach als Folge der kontakt-metamorphen Wirkung des ultrabasischen Massivs anzunehmen ist (p. 27).

Andere Gesteinsfunde in der MZ, welche auf kontaktmetamorphe Bildung hindeuten, sind unten beschrieben.

b. Diopsid-Epidotfels, 3 km südwestlich von Çetibeli in der Störungszone.

Makroskopisch ist es hellgrün, fein- bis mittelkörnig, massig. Das Vorkommen ist 1-1,5 m gross.

Mineralbestand:

HG : Epidot, Diopsid

NG : Plagioklas, Sericit, Quarz

Epidot ist farblos bis schwach grünlich, hypidiomorph und wenn er nicht zerbrochen ist bis 2 mm gross. Die Auslöschung ist undulös. Diopsid kommt in ähnlicher Ausbildung wie der Epidot vor. Er ist fast farblos und von Epidot durch grosse Auslöschungsschiefe (ca. 40°) leicht zu unterscheiden.

Plagioklas zeigt interessante Deformationen. Sehr oft ist er



Abb. 3 - Gebogene und gerollte Plagioklas im Diopsid-Epidotfels. S = Sericit

(vgl. auch Tahlawi, M. 1965 p. 82)

verbogen, ja sogar gerollt. Er ist aber nicht sehr stark zersetzt; auffälligerweise häufig an den Spitzen, selten randlich, in feinschuppigen Sericit umgewandelt, optisch positiv (wahrscheinlich Albit). Das Gestein ist sehr stark brekziert, die Kristalle sind mehrfach zerbrochen.

Dieses Gestein, das der Mineralparagenese und dem Gefüge nach ein Kontaktfels ist, wurde leider in einer Störungszone als tektonischer Bolck gefunden. Er liegt aber unweit von Peridotit und den Marmoren.

c. Diopsid-Epidotfels, 1 km südlich von Altinsivri Tepe.

An der neuen Waldstrasse, welche südlich von Altinsivri Tepe nach dem Dorf Ovacık führt, befinden sich einige interessante Aufschlüsse. Am Kontakt zwischen Peridotit (hier ziemlich stark serpantinisiert) und dem Quarz-Glimmerschiefer finden wir nach 3 m breitem Unterbruch mit Boden einen Fels, der unter 4. beschrieben ist. Im Quarz-Glimmerschiefer stecken auch Amphibolitlinsen. Ungefähr 30 m entfernt vom Kontakt findet man im Quarz Glimmerschiefer einen keilförmigen Aufschluss von einem mittelkörnigen, gelblichgrünen Fels.

Mineralbestand :

HG : Diopsid, Epidot

NG : Albit, Quarz

Akz : Limonit, Orthit

Diopsid ist blassgrün, schwach pleochroitisch. Auslöschung beträgt 40-43°, Grösse 1-2 mm. Epidot ist deutlich pleochroitisch (farblos-zitronengelb), Korngrösse wie die des Diopsids, variiert aber ziemlich stark. Diese beiden Minerale machen über 95% des Volumens aus.

Plagioklas kommt in kleinen Partien oder als Zwickelfüllung vor. Er ist optisch positiv, etwas deformiert und undulös auslöschend. Die Zersetzung ist nicht stark, die Auslöschung beträgt 18°. Danach handelt es sich um Albit. Orthit kommt sehr selten vor und ist vor allem an der charakteristischen Trübung zu erkennen. Junge Risse sind sekundär mit Albit und Quarz gefüllt.

Das Gestein ist massig und sehr stark brekziert. Seine Genese ist schwierig zu deuten; wahrscheinlich ist dieser Felskeil im Quarz-Glimmerschiefer eine tektonische Einschaltung.

d. Diopsid-Albitfels (Lokalität unter 3. beschrieben).

Makroskopisch ist es ein feinkörniges, mattgrasgrünes, massiges Gestein.

Mineralbestand :

Diopsid (70%), Albit (20-30%),

Hornblende, Epidot, Sericit, Apatit.

Diopsid liegt in feinnadeliger Ausbildung vor. Bei angereicherten Stellen erkennt man, ohne gekreuzte Nico's, eine grünlich-braune, dichte Masse. Von diesen dichten Partien aus wachsen die Diopsidnadeln (Länge/Breite = 10 in grosse Albitkristalle hinein. Die Auslöschung beträgt 35-40°, die Doppelbrechung ist gross. Das Mineral wurde röntgenographisch geprüft. Die Linien des gemachten Pulvers zeigten Diopsid und Albit. Die Diopsidnadeln sind vollkommen frisch und undeformiert. Albit ist bis 2 mm gross, frisch und ebenfalls

undeformiert, polysynthetisch verzwillingt, optisch positiv, mit Auslöschung von 16-18°. Hornblende kommt in ähnlicher Ausbildung wie der Diopsid, aber in akzessorischer Menge, vor. Sie ist durch die kleine Auslöschung und durch charakteristische Querschnitte (0,05 mm) von dem letzteren zu unterscheiden. Ihre Farbe ist grünlich, Epidot wurde selten getroffen. Er ist feinkörnig, idiomorph und in Albit eingewachsen. Apatit ist gut idiomorph, bis 0,3 mm gross. Im Albit ist er frisch, aber in Diopsidpartien randlich ziemlich stark angegriffen. Demnach ist er als ein Reliktmineral zu betrachten.

Dieses frische, massige Gestein in einer stark tektonisierten Zone ist dem Gefüge und der Mineralparagenese nach eine Neubildung. Wie in vorigen Fällen hat man leider auch hier keine Klarheit über die Genese, da die Aufschlussverhältnisse ungünstig sind. Eine Entstehung aus dem Quarz-Glimmerschiefer ist nach dem Chemismus undenkbar; hingegen ist es nicht unwahrscheinlich, dass dieses Gestein durch kontaktmetamorphe Wirkung der Peridotitintrusion aus einem kalkhaltigen Spilit entstanden ist (vgl. auch Challis, G.A. 1965).

Klare kontaktmetamorphe Bildungen wurden jedoch 1 km nördlich von Gölenye an der Küste gefunden. Sie werden der Vollständigkeit halber an dieser Stelle beschrieben, obwohl der umgewandelte Kalk zu der TZ gehört. Es sind: 5. Kontaktmarmor, 6. Diopsidfels.

e. Kontaktmarmor

An der oben genannten Lokalität finden wir Amphibolitlinsen, eingeschlossen in serpentiniertem Peridotit. Diese waren schon Philipsson (1915, p. 67) bekannt. Der Amphibolit ist teilweise stark verschiefert, verfaltet und mit einem kristallinen, mittelkörnigen Carbonat gemischt. Ausser diesem anstehenden Carbonat, der ähnlich wie der Amphibolit in unregelmässigen Adern im Serpentin eingeschlossen ist, wurden zwei Blöcke (je 1-1,5 m gross) gefunden, die gleich daneben standen. Diese Blöcke haben frische Brüche und dürften daher nicht weit verfrachtet worden sein. Beim letzten Terrainbesuch (September 1965), zusammen mit Herrn Prof. Dr. A. Gansser, konnten wir die Blöcke nicht sehen, da sie durch den Schutt des Strassenbaues verdeckt waren.

Der Marmor ist kristallin, zuckerkörnig, hell, stellenweise etwas grünlich-grau. An den Blöcken sind deutlich feine Lagen, Falten und Hornsteinlagerungen zu beobachten, die typisch sind für Turunç-Kalke.

Mineralbestand:

Calcit (ca. 97 %), Wuarz, Epidot Diopsid, Aktinolith, Chlorit, Erz.

Der Calcit hat eine durchschnittliche Korngrösse von 1 mm. Quarz kommt in kleinen linsigen Partien vor, welche den makroskopisch deutlich sichtbaren Lagen des Gesteins parallel angeordnet sind. Er ist xenomorph, zerklüftet und stark undulös auslöschend, z.T. randlich durch Calcit verdrängt, daher also sicher ein primärer Gemengteil des Gesteins.

Die anderen akzessorischen Mineralien sind Neubildungen. Epidot ist grünlichgelb, hauptsächlich im Calcit eingewachsen, meist idiomorph, mit Korngrösse bis 0,15 mm und gerader Auslöschung. Er enthält oft Erzkerne und ist sonst mit Erz (Magnetit) vergesellschaftet. Diopsid tritt selten auf, ist in ähnlicher Ausbildung wie Epidot, farblos mit

Auslöschung von 34 - 40°. Aktinolith ist kleinstengelig (Länge bis 0,5 mm), schwach grünlich, pleochroitisch. Die Auslöschung beträgt 17°. Selten ist er schwach verbogen. Chlorit wurde ganz selten getroffen.

Gefüge: Struktur ist granoblastisch, wobei in einer gutkristallinen, mittelkörnigen Calcitgrundmasse die meist etwas kleineren Kalksilikatminerale (Epidot, Diopsid) und andere akzessorische Minerale liegen.

f. Diopsidfels

An derselben Stelle wie oben wurden im Anstehenden kleine Partien von einem hellgrünen, feinkörnig-massigen Gestein gefunden. Die mikroskopische Untersuchung zeigte, dass es sich um einen fast monomineralischen Diopsidfels handelt. Diopsid ist farblos bis blassgrünlich, stengelig ausgebildet und hauptsächlich radialstrahlig angeordnet. Er hat grosse Doppelbrechung und Auslöschung (35-40°), ist ziemlich stark tektonisiert, z.T. geknickt und zerbrochen. Ein bräunliches Pigment macht die Kristalle stellenweise etwas schmutzig. Wegen der feinstengeligen Ausbildung (Querschnittgrösse unter 0,03 mm) konnte die Pyroxenspaltbarkeit nicht beobachtet werden, weshalb das Mineral auch röntgenographisch bestimmt wurde. Die Pulveraufnahme bestätigte eindeutig, dass es Diopsid ist. Akzessorisch kommt etwas Calcit vor, der meist die jungen Klüfte ausfüllt.

Andererseits finden wir anstehende Carbonatpartien, welche akzessorisch den oben beschriebenen Diopsid enthalten. An der kontaktmetamorphen Entstehung des Diopsids kann also kaum gezweifelt werden.

Die eingeschlossenen Amphibolite enthalten stellenweise reichlich Epidot und stark zersetzte grosse Plagioklase. Demnach besteht die Möglichkeit, dass sie kontaktmetamorph amphibolitisierte Spilit- oder Gabbroeinschlüsse sind.

2. Glaukophanisierung. — Dieses Phänomen wurde von Kaaden & Metz (p. 116) ziemlich ausführlich behandelt. Von den Lokalitäten, wo diese Autoren Glaukophanisierung festgestellt haben, liegt nur eine (knapp südlich von Çetibeli liegender Teil der MZ) im Untersuchungsgebiet. An dieser Stelle wurden gefunden:

a. Glaukophanfels (Abb. 34)

Er besteht aus Glaukophan und fein verzahntem Quarzmosaik. Der Glaukophan ist langnadelig, faserig ausgebildet, bis 0,5 mm lang. Er ist meist radialstrahlig oder garbenartig angeordnet. Nicht selten sind die Glaukophannadeln verbogen, was auf eine postgenetische Tektonisierung zurückzuführen ist. Pleochroismus: X = gelblichgrün; Y = bläulich violett; Z = tiefblau. Interferenzfarbe ist gelblichbraun, meist aber durch die Eigenfarbe verdeckt. Akzessorischer Gemengteil ist derber Limonit. Das ganze Gestein ist massig, hart und dicht und fällt durch die dunkelblaue Farbe makroskopisch auf.

b. Glaukophanisierter Spilit

Mineralbestand:

HG: Quarz, Albit

NG: Augit, Plagioklas, Glaukophan, Chlorit

Akz: Magnetit Hämatit

Der feinstkörnige Quarz mit Mosaikgefüge bildet eine Art Grundgewebe, Albit ist mehr oder weniger idiomorph, in rundlichen, mandelähnlichen Partien angereichert, aber innerhalb dieser Partien beliebig orientiert. Er ist vollkommen frisch, meist einfach, sonst polysynthetisch verzwillingt. Korngrösse liegt zwischen 0,1 - 0,2 mm. Diese beiden Minerale sind sekundärer Entstehung. Es befinden sich im Gestein auch Plagioklasrelikte, welche bis 1 mm gross und idiomorph sind, wenn sie von einer limonitischen Substanz gepanzert wurden; sonst sind sie durch Rekristallisation zerstört.

In den dunklen, erzeichen (Magnetit, untergeordnet Hämatit) Partien sind Augitkristalle vorhanden, die teils idiomorph und bis 0,2 mm gross, teils randlich durch nadeligen Glaukophan verdrängt sind. Glaukophannadeln kommen auch in helleren Partien vor, ähnlich wie im Glaukophanfels, aber hier weniger vertreten und beliebig verteilt. In geringer Menge ist ein neugebildeter, blassgrüner Chlorit vorhanden, der an schuppiger Ausbildung und violettbrauner Interferenzfarbe gut zu erkennen ist.

c. Glaukophanisierter Pyroxenit

Dieses Gestein kommt als tektonische Einschaltung in den Schiefern bei Çetibeli vor und wurde zum ersten Mal gefunden. Hauptgemengteil ist Orthopyroxen (bis 3 mm gross), von dem nur kleine Partien reliktsch frisch geblieben sind. Er ist also fast vollkommen umgewandelt und zwar hauptsächlich in grüne, filzige Hornblende (Uralith) und im zweiten Grad in faserigen, blauen Glaukophan. Der letztere verdrängt den Uralith, und bei fortschreitender Glaukophanisierung liegen ganze Individuen als Glaukophan vor. Sie sind oft etwas verbogen. Der Klinopyroxen ist dagegen stabiler, obwohl er auch auf dieselbe Weise stark umgewandelt ist. Man findet noch ziemlich frische Reste davon, welche gelegentlich Diallagabsonderung erkennen lassen. Andere wichtige Gemengteile sind Calcit, etwas Quarz, Erz (Hämatit, Magnetit), Chromit. Zweifellos stammt dieses Gestein aus den Pyroxenitlagen des angrenzenden ultrabasischen Massivs. Die Glaukophanisierung ist also ein Vorgang, der jünger ist als die ultrabasische Intrusion.

DAS ULTRABASISCHE MASSIV

(Peridotitmassiv)

Mehr als zwei Drittel des Arbeitsgebietes wird von diesem Massiv eingenommen. Es ist dennoch ein kleines Teilstück des grossen westtauridischen Peridotitgebietes. Da die anderen Gesteinsarten ausser Peridotite volumenmässig eine geringe Rolle spielen, wird in der vorliegenden Arbeit der Kürze halber die Bezeichnung Peridotitmassiv verwendet.

Die Gesteine des Peridotitmassivs sind folgende :

1. Peridotite (weitaus die wichtigsten)
2. Dunit
3. Pyroxenite
4. Gabbro und Diorit

Anhang

5. Rodingite
6. Uwarowitit (etwas schiefbrig)

Die Erzführung des Massivs wird getrennt behandelt.

1. Peridotite (zur Hauptsache Harzburgite)

Makroskopisch sind die Peridotite in frischem Zustand dunkelgrün bis grünlichschwarz. Bei stärkerer Serpentinisierung besonders an der Erdoberfläche, sind sie gelblich oder bräunlichgrün (Limonitgehalt). Im Handstück erscheint der Peridotit feinkörnig bis fast dicht. Darin fallen aber die einige mm grossen Pyroxene, z.T. mit bronzeartigem Schiller, einsprenglingsartig, auf. Makroskopisch unterschiedliche Typen des Peridotits sind am Pyroxengehalt zu erkennen. Es gibt Uebergänge von Duniten mit akzessorischem Pyroxen bis zu Peridotiten mit 30% Pyroxen. Diese extrem pyroxenreichen Peridotite kommen nördlich von Aksaz vor und wurden schon von Önay, T. (1950), als «Harzburgite mit grossen Bronziten» beschrieben. Dagegen fällt der Peridotit im Norden, südlich von Ballikkayası Tepe, durch Pyroxenarmut und Feinkörnigkeit auf. An zwei Stellen wurden im Peridotit kugelige Absonderungen getroffen. Die erste Stelle befindet sich knapp südlich von Karapınar (schaligkugeliger Bau mit 15 cm ϕ), die zweite an der Küste ca. 500 m westlich von Aktaş (Abb. 39).

Die Serpentinisierung des Peridotits ist i.a. gering. Die von Kaaden & Metz (p. 109) erkannte Tatsache, dass stärkere Serpentinisierung in tektonisch stärker beanspruchten Zonen anzutreffen ist, kann hier im grossen ganzen bestätigt werden. Daneben muss eine zweite wichtige Tatsache erwähnt werden, nämlich dass die Gabbrostöcke, bzw. -gänge in stark serpentinisierten Teilen des Massivs konzentriert sind. Daraus ziehen wir den Schluss, dass das bei den Gabbrostöcken angereicherte Wasser bei der Serpentinisierung eine grosse Rolle gespielt haben muss (vgl. auch Ovalıoğlu R., p. 12).

Die Serpentinisierung an den Chromitkonzentrationen ist bei der Beschreibung der Dunite erläutert.

Mikroskopische Beschreibung

Zunächst müssen zwei wichtige Punkte erwähnt werden:

a) Die makroskopisch fast vollkommen frisch aussehenden und tektonisch wenig beanspruchten Peridotite, bzw. Dunite, sind auch mindestens entlang der Risse und Korngrenzen serpentinisiert.

b) Die Korngrösse des Olivins ist nicht so klein, dass die Gesteine als fast dicht bezeichnet werden könnten. Die Täuschung kommt daher, weil die Olivine randlich ineinandergreifende Korngrenzen haben und zudem noch durch zahlreiche, schmale, unregelmässig verlaufende Serpentinadern in kleine Inseln geteilt sind.

Ovalıoğlu R. (p. 15, 23) machte gleiche Beobachtungen in den Peridotiten des Pozantı-Gebietes.

Die Minerale der Peridotite:

Olivin ist xenomorph ausgebildet. Korngrösse variiert zwischen 1 - 10 mm, durchschnittlich 3 mm. Korngrenzen sind bei gekreuzten Nicols sichtbar, bei ungekreuzten Nicols

sieht man kleine, durch Serpentinadern geteilte Inselchen. Sehr oft zeigt der Olivin eine undulöse Auslöschung, wobei eine lamellenartige, gesetzmässige Felderteilung zu beobachten ist. Nach Chudoba, K.F. & Frechen, J. (1958) kommt diese Auslöschungsanomalie von der plastischen Verformung des Olivins. Die Grenzen der dunklen, parallelen Felder sind nicht immer scharf, sondern oft flau, so dass eine Verwechslung mit polysynthetischer Verzwillingung ausgeschlossen ist. Diese plastische Verformung des Olivins hat für die Deutung tektonischer Probleme im Peridotitmassiv eine grosse Bedeutung.

Pyroxene:

Der häufigste Pyroxen ist Enstatit, der in allen Teilen des Massivs vorkommt. Er ist xenomorph bis hypidiomorph, hat auch buchtige Korngrenzen und ungefähr gleiche Grösse wie der Olivin. Im pyroxenreichen Peridotit nördlich Aksaz hat er bis zu 1 cm Grösse. Er zeigt oft undulöse Auslöschung, schwache Biegungen und Bastitisierung, je nach der Stärke der Serpentinisierung. Die Auflösungslamellen in den Pyroxenen sind bei der Beschreibung der Pyroxenite diskutiert.

Der zweite, selten auftretende Pyroxen in den Peridotiten ist der Diallag. Er ist ähnlich ausgebildet wie der Enstatit. Gefunden wurde er 2 km nördlich von Marmaris und nördlich von Aksaz.

2,5 km südsüdwestlich von Çetibeli wurde ein grammatitführender Peridotit gefunden. Der Grammatit ist idiomorph bis hypidiomorph, stengelig ausgebildet, bis 1 cm gross. Er ist teilweise in einen hellen Glimmer umgewandelt wie der Enstatit und entlang der Spaltrisse vom Serpentin verdrängt. Somit ist er sehr wahrscheinlich ein primäres Mineral im Peridotit (Abb. 45).

Die Serpentinminerale sind unter Dunit beschrieben.

Akzessorischer Chromit kommt fast immer in den Peridotiten vor, aber in sehr geringer Menge die unter 1 % liegt. Er ist selten idiomorph, dann auch kantengerundet (Korngrösse 0,1 - 0,3 mm) meist xenomorph und mehr oder weniger resorbiert. Of ist er im Pyroxen eingeschlossen.

Uwarowit wurde nur einmal in einem extrem stark serpentinisiertem Peridotit bei Belbaşı getroffen. Er ist grünlich, isotrop und verdrängt den Chromit.

2. Dunit

Im Gelände ist der Dunit vom Peridotit leicht zu unterscheiden, da dem ersteren die makroskopisch stets sichtbaren Pyroxene fehlen. Dadurch bekommt der Dunit ein fast dichtes Aussehen, das aber scheinbar ist (p. 35). Er ist auch dichter zerklüftet als Peridotit. Dunitkörper mit Gangnatur wurden nicht gefunden. Es sind unregelmässige, meist kleine, schlierenartige Vorkommen im Peridotit. Oertlich sind sie auch gross mit Dimensionen von ein paar 100 m bis 1 km. Scharfe Kontakte zwischen diesen Dunitkörpern und dem Peridotit wurden nicht beobachtet. Westlich von Cr. Nr. 27 findet man häufige kugelige Absonderungen im Dunit. Aus der für die Praxis sehr wichtigen Tatsache, dass die Chromitanreicherungen immer einen Dunitmantel haben, wurden die Dunitkörper auf der Karte ausgeschieden, soweit sie beobachtet werden konnten. Regelmässigkeiten in der Verteilung des Dunits sind vorderhand keine zu erkennen, ausser dass er meist in der unmittelbaren Umgebung der Chromitvorkommen angereichert ist. Ausserdem kann man sagen, dass die grösseren Vorkommen hauptsächlich in der oberen Zone des Massivs zu finden sind.

Ueber die Farbe der Dunite und über die mikroskopischen Eigenschaften des Olivins gilt das gleiche, was bei der Beschreibung der Peridotite gesagt wurde. Hier sollen Serpentinminerale (gilt auch für Peridotite) und andere Minerale des Dunits besprochen werden.

Serpentin: Es handelt sich hauptsächlich um Faserserpentin; nur in sehr stark serpentinisierten Teilen kommt auch blättrige Varietät, Antigorit, vor. Die schwächste Serpentinisierung ist entlang der Risse oder Korngrenzen der Olivine erfolgt. Die Faserrichtung verläuft parallel zu den Rissen und ist positiv (γ -Chrysotil). Sie zeigen aber oft feine Querstauchungen, welche bei flüchtiger Betrachtung mit Fasern verwechselt werden können. Ganz selten wurde Faserrichtung senkrecht zu den Rissen beobachtet (negativ, α -Chrysotil). Ausserdem steht die Faserrichtung bei ganz jungen Asbestadern, die alle andern Serpentinminerale durchschneiden, senkrecht zu den Klüften, aber positiv. In den dunkelgrünen Duniten haben die Serpentinpartien ganz feine (Grösse unter 0,001 mm) Magnetitkriställchen, die bei 1000 $\times$ Vergrösserung an idiomorphen, rhombischen Schnitten erkennbar sind (vgl. Ovaloğlu, p. 23). Bei schwächerer Vergrösserung verraten sich diese Partien durch dunkelgraugrüne Farbe. Zur Bildung grösserer Magnetitkristalle oder -aggregate durch Serpentinisierung kam es selten, und zwar ist dies bei stärkerer Serpentinisierung zu beobachten. In den gelblichbraunen Duniten sind die Serpentinrisse in der Regel mehr oder weniger limonithaltig. Nicht selten ist der Limonit um einen frisch gebliebenen Olivinkern zonar angereichert (Abb. 4). Ovaloğlu (p. 23) macht für die Bildung von limonithaltigen Serpentin Fremdwässer und für diejenigen von grün bis dunkelgrünen die Autohydratation verantwortlich, was durch eigene Beobachtungen bestätigt wird. Selten wurden dünne Carbonatadern in den Serpentin getroffen.

Wichtig ist noch die Chloritbildung in den Duniten, was in den Peridotiten seltener vorkommen scheint.

Der Chlorit ist gräulichgrün, feinschuppig und liegt in Serpentin, manchmal direkt am Rande der Olivinkörner. Er ist erst bei gekreuzten Nicols an der violett-braunen anomalen Interferenzfarbe zu erkennen und ist in der unmittelbaren Umgebung der Chromitkristalle angereichert. Danach ist er sehr wahrscheinlich Kämmererit. Ein direkter Zusammenhang zwischen der Stärke der Serpentinisierung und der Chloritbildung ist nicht zu sehen. Chlorit kommt auch in schwach serpentinisierten Duniten vor.

Die Menge des akzessorischen Chromites scheint im Dunit etwas höher zu sein als in den Peridotiten. Zudem wurde im mehreren Dünnschliffen beobachtet, dass die Chromite eher im Dunit idiomorph (aber meist gerundet, 0,2-10 mm gross) sind als im Peridotit. Uwarowit wurde in den Duniten nicht getroffen.

Umwandlungerscheinungen in Duniten bei Chromitkonzentrationen

Um die kleinen Chromitanreicherungen herum (Knollen, Bändchen), die in gelblichen serpentinisierten Duniten liegen, findet man häufig schmale Rändchen im mm-Bereich, von hellgrüner bis grasgrüner Farbe. Im

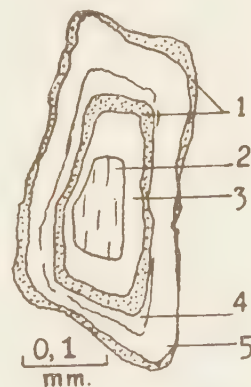


Abb. 4 - Serpentinisierung mit konzentrischem Bau.

1. Limonithaltiger Faserserpentin,
2. Frischer Olivinkern,
3. und 4. reiner Faserserpentin,
5. Faserserpentin imprägniert mit Kieselstaub (?).

Dünnschliff sieht man, dass diese Rändchen immer vollständig serpentiniert sind, während die gelblichbraune Hauptmasse noch reliktsch Olivin enthalten kann. Für die Bildung dieser grünen, limonitfreien Rändchen sind zwei Faktoren verantwortlich zu machen:

a) Mechanische Anisotropie zwischen Chromit und Olivin (vgl. Grčev, K. p. 101).

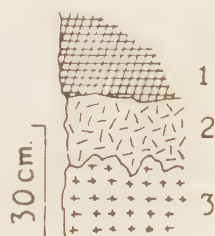
b) Wasserkonzentration bei den Chromitanreicherungen.

Mit anderen Worten ging die Serpentinisierung der grünen Partien anders vor sich als die der Hauptmasse.

Bei Cr. Nr. 5, ca. 3,5 km südsüdwestlich von Çetibeli wurde eine starke Umwandlung des Dunit beobachtet. Unter der Chromitlinse liegt ein 20-30 cm dicker Kontakthof, der gegen unten allmählich in frischen Dunit übergeht (Abb. 5). In diesem Hof ist der Dunit in Chlorit und Chromgrammatit umgewandelt.

Abb. 5 - Umwandlung des Dunit bei Cr. Nr. 5.

1. Chromit
2. Kontakthof mit Chlorit und Chromgrammatit, kontinuierlich übergehend in reinen Dunit (3).



Chlorit ist makroskopisch flaschengrün, grobblättrig, im Dünnschliff farblos bis blassgrünlich, fast einachsig positiv. Die Interferenzfarbe ist grau, nicht anomal. Mit Zuhilfenahme einer röntgenographischen Pulveraufnahme wurde er als Sheridanit bestimmt. Chromgrammatit ist im Handstück flaschen- bis smaragdgrün, im Dünnschliff blassgrünlich, prismatisch bis 2 cm gross, schwach pleochroitisch, wobei parallel Z-Achse grünlicher, senkrecht dazu fast farblos ist. Auslöschungsschiefe variiert zwischen 15-18° (Abb. 45).

2 km nordwestlich von Balan Dağ wurde als kleiner Block (50 cm) ein anderes Gestein gefunden, das hauptsächlich aus Sheridanit in gleicher Ausbildung wie oben und aus Spinell besteht. Der Spinell ist im Dünnschliff blass, bläulichgrün, isotrop, zeigt bei gekreuzten Nicols helle Ränder, die sehr wahrscheinlich durch Umwandlung entstanden sind. Man findet auch stellenweise zerfressene oder ganz ausgelaugte und zerrissene Individuen im frischen Sheridanit. Letzterer füllt auch grosse Klüfte in derben, massigen Spinellpartien. Der Spinell ist also eine primärmagmatische Bildung, ähnlich wie der Chromit, während der Sheridanit später, wahrscheinlich hydrothermal entstanden ist. Abb. 47 zeigt noch relativ frische, wenig angegriffene Spinellpartien im Chlorit. Die Pulveraufnahme ergab für die Gitterkonstante des Spinells 8,07 Å°.

3. Pyroxenite

Im untersuchten Gebiet sind die Pyroxenite relativ selten. Sie kommen in Form von kleinen Adern oder Lagen, eingelagert im Peridotit, vor. Die Dicke dieser Lagen beträgt nur einige cm, selten 10 cm. Sie fallen vor allem durch die grobe Ausbildung auf. Die Korngrösse liegt zwischen 3 - 10 mm, in extremen Fällen steigt sie bis zu 3 cm. Der Kontakt zwischen Peridotit und Pyroxenit ist immer scharf. Die Wechsellagerung des Pyroxenits mit Peridotit (Abb. 41) ist ein

wichtiges Anzeichen für magmatische Schichtung. Die Deformationen der Pyroxenitlagen sind im tektonischen Kapitel besprochen.

Wichtige Pyroxenitvorkommen: Bei Cr. Nr. 26 (Abb. 23), bei Cr. Nr. 9, 1 km nördlich von Cr. Nr. 12, bei Cr. Nr. 4 und an der Ostseite der Strasse 1 km südlich von Çetibeli. Diese Vorkommen sind auf der Karte mit der Streichrichtung markiert.

Mikroskopische Beschreibung:

Die Pyroxenite bestehen hauptsächlich aus *Enstatit* (gerade Auslöschung, optisch positiv, Achsenebene parallel zur prismatischen Spaltrichtung), der schwach bastitisiert ist. Bemerkenswert ist, dass der Pyroxen in den Peridotiten zum grössten Teil auch Enstatit ist und ungefähr gleiche Ausbildung hat wie in den Pyroxeniten. *Diallag* tritt wie in den Peridotiten ebenfalls selten auf. Etwas südlich von Cr. Nr. 1 wurde im Schutt ein Pyroxenit gefunden, der fast nur aus *Diallag* besteht (*Diallagit*).

Unter dem Mikroskop erkennt man nicht selten schwache Biegungen und undulöse Auslöschung an den Pyroxenen. In tektonisch stark beanspruchten Zonen wurde auch eine eigenartige Deformationslamellierung getroffen, die ähnlich wie die Verzwillingung Gesetzmässigkeiten zeigt. Die Lamellen verlaufen ungefähr senkrecht zur prismatischen Spaltrichtung des Pyroxens und haben abwechselnd gleiche Auslöschung wie die polysynthetischen Zwillingslamellen weil sie gleich orientiert sind. Die Scherklüfte zwischen den Lamellen sind mit kleinen, scheinbar durch die Zerstörung der Pyroxene entstandenen Körnchen gefüllt (Abb. 44). Eine etwas ähnliche Erscheinung in Pyroxeniten findet man im Lehrbuch Moorhouse (1959, p. 314). Die Bestimmung dieser Körnchen ist schwierig, da sie äusserst klein sind. Der Orthopyroxen ist ausserdem oft ganz fein lamelliert und enthält parallele, dünne Einlagerungen von Klinopyroxen. Hess, H. (1960, p. 35) beschreibt solche Lamellen als Auflösungs lamellen, die durch langsame Abkühlung entstehen und behandelt sie im Detail. Gleiche Erscheinungen waren aber schon früher bekannt (Heim & Gansser, 1939). Andererseits enthält der *Diallag* Orthopyroxenlamellen, die etwas breiter sind und besser beobachtet werden können. Sie haben gerade Auslöschung und kleine Doppelbrechung.

Olivin tritt in Pyroxeniten in geringer Menge auf. Er ist xenomorph und hat ähnliche Ausbildung wie der Pyroxen. Vor allem durch die Maschenstruktur ist er von Pyroxen gut zu unterscheiden.

Auffällig ist das ganz seltene Auftreten akzessorischen *Chromits*. Starke Umwandlungserscheinungen in den Pyroxeniten wurden nur bei Chromitvorkommen (Nr. 9 und Nr. 13) getroffen. Die sehr groben, bis über 5 cm grossen Pyroxenkristalle, welche Chromite einschliessen oder die Zwickel zwischen den Chromitpartien füllen, zeigen Smaragditisierung und Chloritisierung, wobei selten auch als jüngste Bildung *Carbonate* darn beobachtet wurden.

4. Gabbro und Diorit

Die Unterscheidung der Diorite von den Gabbros konnte erst nach den mikroskopischen Untersuchungen gemacht werden. Bei diesen Vorkommen handelt es sich um kleine Stöcke, seltener um Gänge (Abb. 7). An der neuen Waldstrasse, gebaut im Herbst 1965, die in der Aktaş-Aksaz-Linie liegt, wurden zahllose Stöcke aufgeschlossen, welche in sehr stark serpentinisiertem Peridotit stecken. Bei einem grösseren Vorkommen konnte an dieser Stelle die Abnahme der Korngrösse gegen

den Rand beobachtet werden. Im allgemeinen ist eine stärkere Serpentinisierung, gelegentlich auch Asbestbildung (Belbaşı) in den Kontakten dieser Stöcke festzustellen.

Alle untersuchten Gabbro- und Dioritvorkommen sind auf der Karte angegeben.

Makroskopisch sind es mehrheitlich fein- oder mittelkörnige, dunkelgrau-grüne Gesteine. Die Korngrösse variiert zwischen 0,5-1 mm. Knapp nördlich von Yalancı Boğaz an der Küste wurden kugelige Absonderungen im Gabbro gefunden. Der Durchmesser dieser Absonderungen wechselt zwischen 5 cm und 1 m (Abb. 38).

Wenn auch die Gabbros und Diorite im Peridotitmassiv nur unbedeutend kleine Räume einnehmen, ist es genetisch wichtig, in ihrer Verteilung folgende Punkte zu erwähnen :

a) Starke Konzentration in den beiden grossen Störungszonen, nämlich Marmaris-Çetibeli und Aktaş-Aksaz Zone.

b) Die Vorkommen in höheren Teilen, etwas südwestlich von Balan Dağı, sind deswegen wichtig, weil sie die Hangendzone des Peridotitmassivs charakterisieren.

Mikroskopische Beschreibung der Gabbros

Mineralbestand :

HG : Plagioklas, Augit, Hornblende

NG : Chlorit

ÜG : Quarz

Akz : Ilmenit, Magnetit, Leukoxen, Epidot, Apatit

Plagioklas ist prismatisch leistenförmig ausgebildet, erreicht bis 2 mm Grösse. Er ist i.a. besser idiomorph als die dunklen Gemengteile, wächst z.T. randlich in den Augit oder in die Hornblende hinein (Abb. 6), polysynthetisch verzwillingt. Er ist oft stark zersetzt, saussuritisiert. Nur selten, südwestlich von Balan Dağı, wurde frischer Plagioklas gefunden, welcher sich als Labradorit (An_{55}) bestimmen liess. Zu erwähnen ist die stark undulöse Auslöschung dieses Labradorits. Die dunklen Felder verlaufen lamellenartig parallel zur

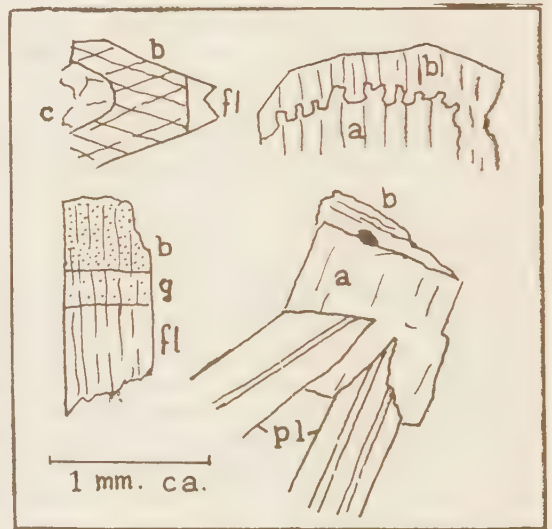


Abb. 6 - Zur Struktur und Umwandlung in den Gabbros.

Augit (a) wird ummantelt von Hornblende (b) und Eindringen von Plagioklas (pl). Umwandlung der braunen Hornblende (b) in grüne (g) und weiter in farblose (fl) Varietät.

c : Chlorit

Man beachte die geraden und scharfen Umwandlungsgrenzen.

Längsrichtung der Prismen und könnten bei flüchtiger Betrachtung mit Zwillinglamellen verwechselt werden. Die Menge des Plagioklases variiert zwischen 20-30 %.

Augit ist farblos, hypidiomorph und xenomorph, durchschnittlich 1 mm gross. Nicht selten ist er zonar und verzwilligt. Häufig ist er von Hornblende ummantelt. Auslöschungsschiefe variiert zwischen 41-44° (gew. Augit). Die Hornblende ist teilweise aus dem Augit entstanden. Daneben gibt es auch mehr oder weniger idiomorphe Hornblendekristalle, die nicht mit Augit zusammengewachsen sind. Die Farbe der Hornblende: X = hellbräunlich; Y = etwa Z = dunkelbraun. Auslöschung 17-20° (basaltische Hornblende). Sie zeigt oft eine interessante Umwandlung, was durch eine Farbänderung zum Ausdruck kommt. Randlich wird sie grünlicher, bei stärkerer Umwandlung fast farblos. Dabei bleiben die Spaltbarkeit und Auslöschung unverändert. Sehr auffällig ist die häufig ganz gerade verlaufende Umwandlungsgrenze (Abb. 6). Ausserdem ist die Hornblende in den Gabbros weitgehend chloritisiert. Es liegen vielfach Chloritpseudomorphosen nach Hornblende vor. Beim Uebergang von brauner Hornblende in den Chlorit kann man zunächst eine Verfärbung der ersteren beobachten. Neben der Chloritisierung gehört in geringer Menge Epidotbildung zu der Umwandlung der Hornblende.

Hornblende und Augit machen zusammen etwa 50 % des Volumens aus. Das Verhältnis Hornblende/Augit ist variabel, aber beide sind immer vorhanden.

Quarz ist als Uebergangemengenteil fast immer vertreten. Die Menge steigt bis höchstens 5 %. Er ist xenomorph körnig.

Ilmenit und Magnetit sind die wesentlichen Akzessorien und miteinander vergesellschaftet. Schön zu erkennen sind die Ilmenitlamellen, die in einer stark leukoxenisierten Grundmasse in paralleler Anordnung liegen. Apatit ist idiomorph, stengelig ausgebildet, bis 1 mm gross.

Gefüge: Holokristallin, hypidiomorph, fast gleichkörnig, massig, sperrig bis ophitisch.

Diorit wurde neben den Gabbros in Aksaz Beli gefunden und entspricht gefügemässig weitgehend den Gabbros. Es gibt wenige Unterschiede im Mineralbestand, welche unten erläutert sind.

Der Plagioklas ist ziemlich frisch, nur etwas sericitisiert. Grössere Individuen haben ein poikilitisches Bild mit Sericitschüppchen und Epidotkörnern, aber auch z.T. mit Hornblende und Augit. Er ist schwach undulös auslöschend. Durch genaue Messung der Auslöschungsschiefe und durch den Vergleich seiner Lichtbrechung mit der des Quarzes konnte er als Andesin (An_{35}) bestimmt werden. Der Quarzgehalt beträgt ca. 3 %.

Die Hornblende und der Augit sind in ungefähr gleicher Menge vertreten. Ihre optischen Eigenschaften sind die gleichen wie in den Gabbros. Man findet im Diorit auch Epidot, in beachtlicher Menge und xenomorpher Ausbildung, bis 1 mm gross. Zu unterscheiden ist er von kleineren Epidotkörnern, welche durch Umwandlung aus der Hornblende und z.T. aus dem Plagioklas entstanden sind. Alle diese Minerale haben ebenfalls schwach undulöse Auslöschung.

In einem kleinen Dioritgang bei Cr. Nr. 17 (ca. Nordost-Ecke der Karte) steigt der Epidotgehalt bis 15 %. Dieses Gestein hat bläulichgrüne Hornblende, führt aber keinen Augit; es ist ziemlich frisch.

Anhang :

1. Rodingite

Diese seltenen Gesteine waren bis jetzt im Untersuchungsgebiet nicht bekannt. Sie kommen als Stöcke oder Gänge im Peridotit vor (Abb. 7).

Die Fundstellen befinden sich in der Störungszone, knapp nördlich von Belbaşı und in Karabeyyurdu Dere. Sie sind also in mehr oder weniger stark tektonisierten Zonen anzutreffen, was auch in anderen Gebieten festgestellt wurde (vgl. Çoğulu & Vuagnat 1965, p. 19). In der Störungszone Aksaz Beli wurde allerdings kein Rodingit gefunden, obwohl die Gabbrostöcke dort konzentriert sind.

Nach Turner & Verhoogen (1960, p. 572) entstehen die Rodingite aus Gabbros oder Dioriten durch Ca-Metasomatose, wobei die Plagioklase durch Grossular, Hydrogrossular, Prehnit oder Vesuvian ersetzt werden. Çoğulu & Vuagnat beschreiben auch Rodingite, welche aus Diabasen hervorgegangen sind. Mayer, V. (1960) gibt Plagioklasit an, der in Rodingit umgewandelt ist.

In unserem Gebiet konnte bei einem Vorkommen 2 km nördlich von Belbaşı, an der Westseite der Strasse, ein allmählicher Uebergang des Gabbros in Rodingit beobachtet werden. In wenig umgewandelten Partien ist das Gabbro-Gefüge noch gut erhalten. Nach der Art des Auftretens sind auch die anderen Vorkommen in Karabeyyurdu Dere ebenfalls aus Gabbros oder Dioriten entstanden.

Der Vesuvian scheint in stärker umgewandelten Partien reichlicher vorzukommen. Im Zusammenhang mit diesen Rodingiten wären vielleicht die Vesuvianvorkommen am Lunghin Pass (Schweiz) zu erwähnen, welche der Verfasser in einer früheren Arbeit untersucht hat (Tatar, Y. 1964). Dort befinden sich in stark tektonisierten Peridotitserpentin Linsen von grobkristallinen (2-3 cm lange Kristalle), fast monomineralischen Vesuvianfelsen, mit untergeordnetem Diopsid. Die Linsen haben Dimensionen von ein paar m und scharfe Grenzen mit Serpentin. Nach der Art ihres Auftretens ist es nicht unwahrscheinlich, dass die Vesuvianfelsen am Lunghin Pass auf ähnliche Weise entstanden sind wie die Rodingite.

Makroskopisch sind die Rodingite weisslich bis grünlich-graue, meist dichte oder feinkörnige Gesteine. In den Rissen und Klüften findet man häufig Vesuviankristalle, die mit blossen Auge erkennbar sind. Diese Rodingite sind nicht verschiefert.

Mikroskopische Beschreibung:

Die mikroskopische Untersuchung dieser Gesteine ist schwierig, da sie diesbezüglich irgendwie stark verwitterten Gesteinen gleichen. Ein grau-braunes, dichtes Umwandlungsprodukt bildet die Grundmasse und verdeckt z.T. die grösseren Kristalle, die aber bei gekreuzten Nicols sichtbar werden.



Abb. 7 - Rodingitgang 2 km nördlich von Eti Tepesi in Karabeyyurdu Dere.

1. Rodingit,
 2. Serpentin,
 3. wenig serpentinisierter Peridotit.
- Gangsicke 70 cm.

In etwas weniger umgewandelten Vorkommen sind noch die Umrisse der Plagioklasleisten zu erkennen, welche durch das oben erwähnte Umwandlungsprodukt ersetzt sind. Letzteres geht in wechselndem Masse in Grossular über, was in vielen Schliffen deutlich sichtbar ist. Auch in den Klüften findet man mit diesem Umwandlungsprodukt verschmierte, idiomorphe Grossularkörner, vergesellschaftet mit Vesuvian. Çoğulu & Vuagnat (p. 18) haben dieses Umwandlungsprodukt röntgenographisch untersucht und herausgefunden, dass es sich um einen Hydrogranat (wahrscheinlich Hibscht) handelt. In reinen Partien ist der Grossular farblos bis blassgrünlich, nicht selten idiomorph mit kleinen, polygonalen Schnitten. Oft ist er anomal mit Felderteilung. Er bildet in vielen Rodingiten den Hauptgemengteil.

Chlorit ist ebenfalls reichlich vorhanden. Er ist feinschuppig, blassgrünlich mit bläulichem Stich. Die Interferenzfarbe ist anomal violett-blau.

Augit (gew.) ist reliktsch häufig zu treffen. Er ist teilweise chloritisiert. Auch Umwandlung des Augits in Granat wurde beobachtet. Sehr oft ist er zerbrochen und stark undulös auslöschend, was auf eine starke mechanische Beanspruchung vor der Rodingitisierung zurückzuführen ist. Ausserdem finden wir, meist in Klüften zusammen mit Vesuvian, einen stengeligen, neugebildeten Klinopyroxen mit ca. 40° Auslöschung und grosser Doppelbrechung, also einen Diopsid.

Vesuvian ist ein ausgesprochenes Kluftmineral, kommt reichlich in den Rodingiten des Karabeyyurdu Dere vor. Meist schön idiomorph und bis 2 mm gross, mit gerader Auslöschung und wunderschönen anomalen Interferenzfarben (violett, entenblau, braun, grünlich-braun). Er wurde auch röntgenographisch bestimmt.

In weniger veränderten Stücken nördlich von Belbaşı sind noch Ilmenit und Magnetit vorhanden. Ilmenit kommt in typischer Gitterausbildung wie in den Gabbros vor und ist stark leukoxenisiert.

Es ist anzunehmen, dass die Rodingite im Marmaris-Gebiet aus gabbroiden Gängen auf metasomatischem Wege entstanden sind. Dafür spricht vor allem das massige Gabbrogefüge, welches in den Rodingiten teilweise gut erhalten ist. Bei der für die Umwandlung verantwortlichen Lösung könnte es sich um die hydrothermale Restlösung des «ultrabasischen» Magmas handeln. Wir finden deutliche Anzeichen, dass solche Restlösungen bei Chromitvorkommen angereichert waren (vgl. p. 45). Auch bei den Gabbrovorkommen sind solche Anzeichen vorhanden (stärkere Serpentinisierung und gelegentliche Asbestbildung in den Peridotiten, am Kontakt mit den Gabbros, besonders mit solchen, welche rodingitisiert sind). Bei den rodingitisierten Gabbrovorkommen dürfte die Menge der angereicherten hydrothermalen Lösung besonders gross sein. Die Frage nach der Herkunft von zugeführtem Calcium ist nicht eindeutig zu beantworten. Es handelt sich wahrscheinlich um bei der Serpentinisierung des Peridotits freigewordenes Calcium. Wir finden nämlich, gelegentlich kleine Carbonatäderchen in Serpentin und Magnesitbildung bei den Chromitvorkommen, die ja in mehr oder weniger intensiv serpentinisierten Duniten liegen. Es könnte sich aber auch um exogenes Calcium handeln, das durch die Lösung aus Kalken (in unserem Fall aus Marmaris-Marmor) assimiliert wurde.

Die Bildung der Rodingite fällt also in den Rahmen der spätmagmatischen Tätigkeiten, in die hydrothermale Phase.

2. Uwarowitfels (etwas schiefrig)

Im Anschluss an den Rodingiten soll noch ein Gestein erwähnt werden, das nach dem Hauptbestandteil Uwarowitfels genannt wird.

Bei Karapınar liegt ein Marmoraufschluss auf dem Peridotit. Im Peridotit befindet sich, gegen den Kontakt mit Marmor, schlecht aufgeschlossen, ein smaragd- bis grasgrünes Gestein am Südrand des Marmorstücks. Es ist frisch, fast dicht, aber etwas schiefrig. Unter dem Mikroskop erkennt man es als eine Kristallisationsschieferung.

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand :

HG : Uwarowit, Chlorit, Diopsid

NG : Augit (gew.)

Akz : Chromit, Magnetit

Uwarowit, der makroskopisch an der smaragdgrünen Farbe erkennbar ist, macht über 50 % des Volumens aus. Im Dünnschliff ist er gelblichgrün, feinkörnig, rundlich, durchschnittlich 0,05 mm gross, z.T. fast dicht. Die Anordnung, in parallelen Zügen mit Chloritpartien wechselnd, gibt dem Gestein das schiefrige Aussehen. Teilweise findet man auch faltenähnliche Anreicherungen des Uwarowits. Die zertrümmerten und in der s-Richtung in die Länge gezogenen Chromitindividuen liegen in Uwarowitpartien und werden von den letzteren verdrängt.

Uwarowit wurde mit Hilfe einer Pulveraufnahme röntgenographisch eindeutig bestimmt. Deutlich zu unterscheiden ist eine zweite Granatgeneration; diese ist farblos, anomal mit Felderteilung, kann körnig sein wie Uwarowit, ist aber meist in Chloritpartien grösser gewachsen (bis 0,2 mm). Sie kommt auch in Adern vor, welche die Uwarowitpartien durchschneiden. Nach der Farbe ist diese Generation wahrscheinlich nicht Uwarowit, sondern Grossular. Knorring, O. von (1951, p. 595) beschreibt allerdings zwei Uwarowitgenerationen in einem Gestein.

Chlorit kommt ebenfalls in zwei Generationen vor. Eine erste, ältere Generation ist etwas kräftiger gefärbt und hat anomale violett-blaue Interferenzfarbe. Es handelt sich hier um chromhaltigen Chlorit (Kämmererit). Es wird von der zweiten, jüngeren Generation durchbrochen. Letztere ist farblos bis blassgrünlich, optisch positiv, mit sehr kleinem Achsenwinkel und grauer Interferenzfarbe. Auf einer Pulveraufnahme wurde dieser Chlorit als Sheridanit bestimmt. Die Menge des Sheridanits ist viel grösser als die des Chlorits erster Generation.

Diopsid kommt in ähnlicher Ausbildung wie in den Rodingiten vor. Er ist in der Chloritmasse beliebig verteilt, manchmal radialstrahlig angeordnet. Die Auslöschung beträgt 38 - 42°.

Es befinden sich noch grosse, idiomorphe Augite und deren Bruchstücke in brekziösen Partien. Sie zeigen partielle Umwandlung in Grossular.

Wichtig ist in diesem Gestein das Chromitvorkommen, welches oben bei der Beschreibung des Uwarowits kurz erwähnt wurde. Der Chromit ist im Dünnschliff dunkelbraun, rot bis blutrot, randlich meist etwas gelblich und wird von Uwarowit verdrängt. Magnetit kommt in feinkörniger, z.T. idiomorpher Ausbildung in Uwarowitpartien vor.

Gefüge ist grano-lepidoblastisch, kristallisationsschiefrig.

Die Entstehung dieses Gesteins ist problematisch. Das Fehlen des Chromits in den Gabbros und Dioriten im ganzen Gebiet schliesst die Möglichkeit aus, es genetisch den Rodingiten gleichzustellen. Die Augitbruchstücke verraten starke tektonische Beanspruchung, vor der Bildung neuer Kristalle. Es ist wahrscheinlich, dass das Gestein ursprünglich ein tektonisches Gemisch zwischen chromhaltigem Peridotit und einem augitführenden Gestein (Gabbro oder Spilit) war. Ein direkter Zusammenhang zwischen dem den Peridotit überlagernden Marmor und dem Uwarowitfels konnte nicht erkannt werden. Es ist möglich, dass die für die Uwarowitbildung nötige Calcium-Menge irgendwie aus dem Marmor entzogen wurde.

Ueber das Alter des Peridotit-massivs¹

Darüber existieren weit auseinandergehende Meinungen. Nach Wijkerslooth, P. de (1942, p. 60) haben die Ophiolithe der Tauriden jungmesozoisches Alter. Neuere Arbeiten in östlichen Teilen der Tauriden haben diese Auffassung bestätigt (Borchert, H. 1958, p. 85; Ovaloğlu, R. 1963, p. 49). Dubertret, L. (1953) hat in seiner ausführlichen Arbeit gezeigt, dass die Ophiolithe des Hatay-Gebietes oberkretazisches Alter haben. Oberkretazisches Alter haben auch die Ophiolithe im Gebiet zwischen Adıyaman und Ergani, wie Kündig, E. (1956) eindeutig bestimmt hat. Gansser, A. (1959), der die genetischen Zusammenhänge zwischen den Ophiolithen und der regionalen Tektonik (in ausseralpinen Ophiolithgebieten) untersucht und sie in einer sehr klar gefassten Arbeit beschrieben hat, stellt auch die türkischen Ophiolithmassen in die obere Kreise. Dagegen geben Kaaden & Metz (p. 165) für die Ophiolithe von SW-Anatolien ein voroberkarbonisches Alter an.

Durch die Funde von Spilitfragmenten in der Flyschserie der Turunç-Zone (Abb. 27) und aus dem Lagerungsverhältnis (Beil. 111, E) haben wir einen sicheren Beweis, dass die Spilite älter sind als die Sedimentserie der TZ, deren Alter nach zerstreuten Funden von Trias bis ins Eozän reicht. Es wurde auch argumentiert, dass die Peridotite jünger sind als die Spilite (p. 28).

Die Funde der kontaktmetamorphen Bildungen im Untersuchungsgebiet (p. 32), allerdings in etwas zerrissenen Aufschlussverhältnissen, geben wichtige Anzeichen, dass das Peridotitmassiv wahrscheinlich jünger ist als die Turunç-Kalke. Die genaue stratigraphische Stellung des kontaktmetamorph umgewandelten Turunç-Kalkes an der Küste bei Gölenye, ist nicht bekannt. Für ein pre-mesozoisches Alter des Peridotitmassivs wurden im Untersuchungsgebiet keine Anzeichen gefunden.

¹ Für eine radioaktive Altersbestimmung wurde aus dem Gabbro (die Probe stammt wenig nordwestlich von Yalancı Boğaz) Hornblende separiert. Die Durchführung dieser Altersbestimmung, nach der Kali-Argon-Methode, verdanke ich Herrn Prof. Signer aus dem Mineralogischen Institut der ETH-Zürich. Das provisorische Resultat wurde mir, nach der Fertigstellung der vorliegenden Arbeit, von Herrn Prof. Dr. A. Gansser freundlicherweise schriftlich mitgeteilt. Laut dieser Mitteilung haben wir ein Isotopenalter von 60 ± 20 Millionen Jahren. Die Fehlerquelle ist relativ hoch, da der Kaligehalt der Hornblende nur etwa 0,1% beträgt, und auch die Menge des A^{40} sehr gering ist. Immerhin zeigt das Resultat eindeutig, dass die Ophiolite jungmesozoischen Alters sind und auf keinen Fall paläozoisches Alter haben.

TUFFVORKOMMEN

1 km nordöstlich von Belbaşı wurde ein Tuffvorkommen entdeckt. Es handelt sich um eine horizontalliegende Tufflage, in kaum verfestigtem Peridotitkonglomerat, aufgeschlossen im Bach. Im oberen Teil des Baches ist der Tuff mit eckigen Peridotitstücken gemischt, im unteren Teil dagegen rein und etwas geschichtet (Abb. 8). Die Mächtigkeit beträgt in reinen Partien durchschnittlich 50 cm, die aufgeschlossene Länge 150 m. Es ist das einzige festgestellte Tuffvorkommen im Marmaris-Gebiet.

Der Tuff ist weiss, körnig, führt idiomorphe Biotitkristalle, die mit blossen Auge sichtbar sind. In reinen, geschichteten Partien findet man häufig rundliche, blumenkohlähnliche Bildungen, mit ϕ 0,5 cm durchschnittlich. Diese bestehen aus dem gleichen Material wie der Tuff.

Das Vorkommen war bis jetzt nicht bekannt; es wurde aber aus der Gegend von Datça Tuffhorizonte in pliozänen Schichtfolgen gemeldet (Kaaden & Metz, p. 128, 150). Diese waren z.T. schon Philippsen (1915, p. 74) bekannt, der annahm, dass sie von der Vulkaninsel Nisyros stammen. Da im Arbeitsgebiet keine jungvulkanischen Gesteine vorkommen, muss der Tuff in Belbaşı ebenfalls von auswärts gekommen sein. Genaue Angaben über seine Herkunft können nicht gemacht werden. Zu erwähnen ist, dass das Konglomerat und der darin enthaltene Tuffhorizont jünger sind als alle tektonischen Vorgänge im Gebiet. Sie liegen nämlich ungestört in einer grossen Störungszone. Auffällig ist auch das Fehlen der Marmorkomponente im Konglomerat.



Abb. 8 - Ausschnitt aus der Tuffschicht im Peridotitkonglomerat, 1 km nordöstlich von Belbaşı im Bach aufgeschlossen. (Hammerlänge 40 cm.)

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand :

HG : Glasreiche Grundmasse, Plagioklas

NG : Biotit, Quarz

Akz : Erz

Helle, schwach bräunliche Glaspartikel sind ausser in der Grundmasse oft auch im Plagioklas enthalten. Es sind kleine rundliche Einschlüsse im Plagioklas, die entweder einzeln zerstreut vorkommen, oder nicht selten auch zonar angeordnet sind.

Plagioklas (ca. 20 %) ist hypidiomorph, selten idiomorph, häufig von der Grundmasse resorbiert, durchschnittlich 0,5 mm gross, polysynthetisch verzwilligt, selten zonar. Er enthält gelegentliche Biotiteinschlüsse und wurde als Andesin bestimmt (optisch und röntgenographisch). Biotit (ca. 5 %) ist schön idiomorph, undeformiert, mit hellbraun-dunkelbrauner Farbe und bis 1 mm Grösse. Er ist nur selten von der Grundmasse schwach zerfressen. Quarz ist seltener als Plagioklas, auch z.T. von der Grundmasse verdrängt. Bräunlich-schwarzes Erz ist derb und bildet in der Grundmasse oft rundliche Aggregate. In den blumenkohlähnlichen Bildungen sind kleine Biotite und Plagioklase konzentrisch angeordnet. Nicht selten enthalten sie einen grösseren Plagioklas oder Biotit im Zentrum.

TURUNÇ - ZONE (TZ)

Das Gebiet südöstlich der Linie Gölenye-Adaağzı wurde als Turunç-Zone bezeichnet, da das Küstendorf Turunç in diesem Gebiet der markanteste Ort ist. Ein definitiver Name für diese Zone existierte bis jetzt nicht. Die Gesteine der TZ sind folgende :

1. Turunç-Kalke
(mit Radiolaritzügen und Hornsteineinlagerungen)
2. Turunç-Flysch

Das Vorkommen von Radiolarit-Spilitkomplex in der TZ wurde auf p. 16 diskutiert.

1. Turunç - Kalke

Der Raum der TZ wird zur Hauptsache durch mächtige plattige Kalke erfüllt. Philippson (1915, p. 57, 67) stellte sie wegen fazieller Ähnlichkeit den Olonos-Pindos-Kalken gleich, die in Westgriechenland und auf Kreta weitverbreitet sind. Kaaden & Metz beschrieben sie unter dem Namen «Südliche Kalke».

Um die tektonisch-stratigraphischen Probleme der Turunç-Kalke (vgl. Kaaden & Metz, p. 123), die ja ausserhalb des Untersuchungsgebietes im Westen auf der Datça-Halbinsel weitverbreitet sind, zu klären, wären eingehende Spezialarbeiten nötig. (Durch die Universität Mailand sind z.Z. diesbezügliche Untersuchungen im Gange.) Einige Beiträge zu diesen Problemen konnten trotzdem auch im Rahmen der vorliegenden Arbeit gewonnen werden.

Zunächst müssen die faziellen Unterschiede erwähnt werden. Es handelt sich hauptsächlich um helle bis hellgraue, feinkörnige, dichte, gebankte Kalke. Die Dicke der einzelnen Bänke variiert von einigen cm bis zu einigen dm (ca. 40 cm).

In der unmittelbaren Umgebung der Radiolaritzüge finden wir meist rötliche, untergeordnet grünliche, dichte Kalke, welche nicht oder schlecht gebankt sind. Wechsellagerung zwischen rötlichen und grünlichen Partien, oder auch allmähliche Uebergänge zwischen beiden wurden beobachtet. Diese rötlich-grünen, schlecht gebankten Kalke wurden auf der Karte ausgeschieden. Die Uebergänge zwischen diesen Kalken und den gut gebankten hellen Kalken sind selten scharf (Keçi Adası, Südspitze), sondern meist kontinuierlich.

Die Turunç-Kalke sind völlig unmetamorph.

Es ist auffällig, dass die rötlichen Kalke neben der Verbundenheit an Radiolaritzügen, vor allem im nördlichen Teil der TZ, also grob gesagt in der Nähe des Peridotitmassivs, vorkommen. Riffkalke, die von Kaaden & Metz (p. 121) angegeben sind, wurden im Arbeitsgebiet nicht getroffen.

Die Mächtigkeit der Turunç-Kalke steigt bis über 400 m.

An der Küste 2 km nördlich von Turunç findet man häufig Stylolithbildungen (vertikale).

Kaaden & Metz (p. 122) erwähnen einen Fund von *Thecosmilia* aus der Gegend von Bayır, der auf ein mittel- bis obertriadisches Alter hindeutet. Diese Autoren haben aus verschiedenen Gegenden mehrere Mikrofossilien bestimmt, deren Alter von Mittelkreide (Apt.) bis ins Eozän (Lutet.) reicht.

Aber die stratigraphische Schichtfolge ist im einzelnen unklar, da die Tektonik kompliziert und die Untersuchungen unzureichend sind.

2 km südöstlich von Turunç, von der Küste etwa 50 m entfernt, wurden Muscheln gefunden, die nicht bestimmt werden konnten (Abb. 9). Es sind hellgraue oder hellgrau-rötlichbraune, bunte, jeweils dichte Kalke, in denen diese Fossilien vorkommen. Die rötlichbraune Farbe des bunten Kalkes ist auf den Eisengehalt zurückzuführen, welcher im Dünnschliff in Form von dünnen, unregelmässig verlaufenden, zahlreichen Adern zu beobachten ist. In diesen Kalken sind auch Mikrofossilien vorhanden. Sie sind meistens schlecht erhalten und konnten deshalb nicht sicher bestimmt werden. In einem Handstück, das aus dem Südrand von Kumlubük, nahe an der Küste, stammt, wurden Mikrofossilien gefunden, welche Herr Prof. Dr. H. M. Bolli, ETH Zürich, freundlicherweise bestimmt hat (Abb. 32).

Es kommen vor:

- a) *Globotruncana lapparenti coronata*, selten
- b) *Globotruncana lapparenti tricarinata*, häufig
- c) *Globotruncana stuarti* (?), selten
- d) *Globotruncana lapparenti*, s. l.

Dominierende Mikrofossilien sind *Globotruncana lapparenti*, daneben kommen einige globigerinenähnliche Formen vor. Diese Fossilien ergeben ein oberkretazisches Alter (ungefähr Campan).

Der Kalk, in welchem diese *Globotruncana* gefunden wurden, ist ein dichter Kalk, von hell-mattgrauer Farbe mit einem schwach gelblichen Stich. Er enthält ganz feine, unregelmässig verlaufende dunkle Adern, welche teilweise ebenfalls ganz feine Wellungen aufweisen. Ausserdem ist dieser Kalk reich an hellen Calcitadern. Im Dünnschliff sieht man, dass die dunklen Adern aus einer gelblich braunen, dichten Substanz (Limonit ?) bestehen.

Dieser fossilführende Kalk liegt am oben erwähnten Ort als eine 2-3 m mächtige Schuppe auf dem Radiolarit-Spilit-Komplex. Der Kontakt lässt keinen ursprünglichen Zusammenhang erkennen. Am Nordrand des Kumlubük-Tales finden wir eine E-W verlaufende Bruchstörung. Diese Umstände erschweren die stratigraphische Stellung des fossilführenden Kalkes innerhalb der Turunç-Kalk-Serie festzustellen. Es bleibt also unsicher, ob der *Globotruncana* führende Kalk zu den unteren, mittleren oder oberen Schichten der Serie gehört.

Die Hornsteinführung

der Kalke und der Flyschserie in der TZ

Der Radiolarit-Spilit-Komplex in der TZ kommt an der Basis vor und bildet die südliche Fortsetzung der MZ. Die Radiolaritzüge in den Turunç-Kalken führen dagegen keine Spilite und sind jünger als die Radiolarite der MZ (vgl. Kaaden & Metz, p. 162).

Ausser den grossen, selbständigen Radiolaritzügen führen die Turunç-Kalke und die Flyschserie helle, grünlichgraue Hornsteine. Diese kommen in Form von Knollen, Linsen, Bändern oder Lagen vor. Am häufigsten sind die Lagen, die in den Kalken mit einer etwa gleichen Bankdicke eingelagert sind. Nicht selten keilen sie nach ein paar m Länge aus und gehen in Hornsteinbänder über. Der Kontakt zwischen den Hornsteinen und anderen Sedimenten ist immer scharf. Die Flächen der Hornsteinlagen sind häufig nicht eben, sondern sie zeigen knotenähnliche Verdickungen. Die Knollen sind rund, ellipsoidisch und kommen in verschiedener Grösse (cm- bis dm-Bereich) vor. Die Hornsteine sind teilweise bräunlich oder rötlich, sehr selten gelblich gefärbt. Die roten Typen treten i. a. in der unmittelbaren Umgebung der Radiolaritzüge auf. In den roten Radiolariten findet man auch graue, grünliche Hornsteine. Die rötlichen Kalke in der Umgebung der Radiolaritzüge sind als Uebergangsfazies in die gebankten Kalke zu betrachten.

Die Hornsteine, die in verschiedenen Formen und Farben auftreten, sind stets dichte, harte und spröde Gesteine. Trotz des scharfen Kontaktes mit den Turunç-Kalken, wurde in rötlichbraunen Hornsteinen aus der Gegend von Kumlubük reichlich Calcit getroffen. Der Kalkanteil dieses Gesteins beträgt etwa 20-30 % und ist makroskopisch nicht sichtbar, kann aber mit Hilfe von HCl nachgewiesen werden. Unter dem Mikroskop erkennt man eine äusserst feinkörnige, mikrokristalline, helle Kieselgrundmasse, in welcher der Calcit in Form von kleinen Partien, mehr oder weniger gleichmässig verteilt ist oder die Risse füllt.

Neben den rhombischen Calcitschnitten sieht man häufig, dass der Kalk kleine kugelige Partien bildet. Der Durchmesser dieser runden Gebilde, welche durch Calcit ersetzte Radiolarien darstellen, liegt um 0,1 mm herum. Auch in der Kieselgrundmasse kann man solche Gebilde sehen. Sie zeigen manchmal randliche Ringe aus etwas gröberkristallinen Aggregaten und lassen sonst keine Strukturen erkennen. Die Radiolarien sind in den bräunlich gefärbten Partien der Grundmasse (durch ganz fein verteilten Fe-Gehalt) hell und fallen dadurch auf. Volumenmässig machen sie etwa 20 % des Gesteins aus.

Der rötlich braune Radiolarit aus der Südküste der Nimara-Insel (bei Mn-Vorkommen) enthält, im Gegensatz zu dem oben beschriebenen Hornstein, keinen Kalk. Er besteht aus einer mikrokristallinen Kieselgrundmasse, welche durch einen äusserst fein verteilten Fe-Gehalt bräunlich gefärbt ist. Die zahlreichen, unregelmässig verlaufenden, hellen Risse bestehen teils aus Quarz (bis 0,2 mm gross) und teils aus Chalzedon (in schöner faseriger Ausbildung, mit Faserrichtung- n_{α} -senkrecht auf Risswänden). In der bräunlichen Grundmasse fallen helle, kugelige Gebilde auf, die offenbar Radiolarien sind. Nicht selten sind sie im Zentrum braun und haben einen hellen Randring. Gelegentlich kann man beobachten, dass es in diesen Ringen braune, vom Zentrum ausgehende, radiale Kanäle gibt. Der Durchmesser der Radiolarien, welche bis über 50 % des Gesteinvolumens ausmachen, liegt um 0,1 mm herum.

Die Beobachtungen führen zum Schluss, dass die Radiolarite und die helleren Hornsteine in den Kalken genetisch zusammenhängen.

Nach Kaaden & Metz (p. 120) soll die Radiolarit-Hornsteingruppe in der Nähe des Peridotitmassivs mengenmässig zunehmen. Für das eigene Untersuchungsgebiet kann diese Auffassung nicht bestätigt werden. Ein Blick auf die geologische Karte zeigt, dass eine solche Regelmässigkeit in der Verteilung der Radiolarite nicht vorhanden ist.

Die Genese der Kieselbildungen kann hier nicht im Detail diskutiert werden. Kaaden & Metz (p. 166) schreiben über die Radiolarit-Hornsteingruppe: «Wir fassen sie als ein Sediment über der sübmarin freiliegenden Oberfläche der Peridotite auf, auf Grund halmyrolytischer Vorgänge, bei welcher die erforderliche Kieselsäure frei wurde.» Als Beweis für diese Auffassung nennen sie jüngere mesozoische Sedimente, welche Detritus von Serpentin enthalten. Während der neuen Bearbeitung wurden im Marmaris-Gebiet keine dergleichen Sedimente gefunden. Demgegenüber stellt sich die Möhlichkeit, dass Die Kieselsäure aus der Zersetzung der spilitischen Gesteine stammt. Wir finden nämlich Hornsteinlagen und spilitische Fragmente in der Flyschserie (Abb. 10, 27), (vgl. dazu Nebert K. 1959). Ausserdem ist das Peridotitmassiv nach den neuen Beobachtungen (p. 45) sehr wahrscheinlich jünger als die Turunç-Kalke.

2. Turunç - Flysch

Wichtigste Aufschlüsse der Flyschserie befinden sich nördlich von Turunç an der Küste, im Westen und Süden der Turunç-Bucht und nördlich von Kumlubük. Auf der Nimara Adası wurden auch kleine Flyschaufschlüsse gefunden, nämlich etwas nördlich von Asar Tepe auf dem Radiolaritzug, an der Westküste und etwas westlich von Yalancı Boğazi.

Am Nordrand der Turunç-Bucht kann man einen gut aufgeschlossenen Kontakt der Flyschserie mit dem Kalk beobachten (Abb. 9, 10). Hier ist der Flysch von den Kalken überlagert, und die Serie liegt normal.

Die dunklen, mergeligen Flysch-Kalke werden am Kontakt gegen oben immer dünner, um dann vollständig zu verschwinden. Die in der Kontaktserie beteiligten Hornsteinlagen treten im Kalk nach dem Verschwinden des Flyschanteiles zunächst reichlicher auf und nehmen gegen oben mengenmässig wieder ab.

Im Süden der Turunç-Bucht findet man einen sandigen Typus des Flysches, in welchem eine deutliche Gradierung entwickelt ist (Abb. 10, A). Wir finden hier zyklische Sedimentation mit Sandsteinen, hellgrauen Hornsteinlagen und hellen Kalken. Die Hornsteinlagen treten in der Regel immer unter der Kalkschicht auf.

In den höheren Lagen auf der Nimara Insel ist der Flysch wahrscheinlich eine stratigraphische Einschaltung im Kalk (vgl. auch Kaaden & Metz, p. 121). Es könnte sich aber auch um eine tektonische Schuppe handeln mit Flysch an der Basis. Die Aufschlüsse ergaben hier kein eindeutiges Bild.

Die Flyschserie, deren Mächtigkeit nördlich von Turunç mindestens 100 m beträgt (aufgeschlossen an der Küste, unter dem Meer geht sie wahrscheinlich tiefer), besteht vorwiegend aus grünlich-dunkelgrauen, mergeligen Kalken, Kalkmergeln, sandigen Kalken, Sandsteinen und Arkosen. Hellgraue Turunç-Kalke kommen vereinzelt auch in tieferen Niveaus der Serie vor. Nördlich von Turunç wurden

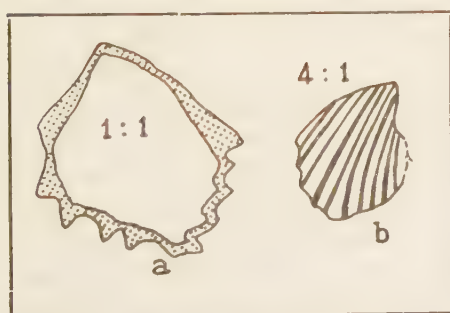


Abb. 9 - Unbestimmte Muscheln im Turunç-Kalk 2 km südwestlich von Turunç.
a: dickschalige Muschel im hellgrauen dichten Kalk (im Schutt gefunden),
b: Abdruck im dunkelrötlich bunten Kalk, anstehend.

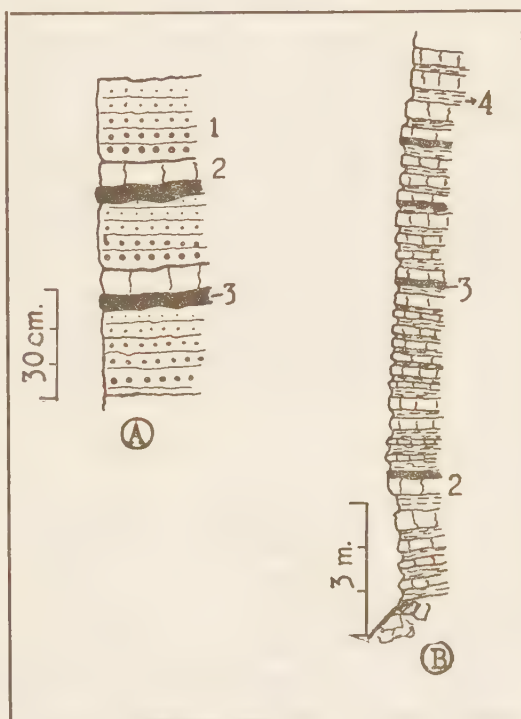


Abb. 10 - A: Sedimentzyklen in der Flyschserie, knapp südlich von Turunç. B: Stratigraphischer Kontakt zwischen der Flyschserie und dem Turunç-Kalk, am Nordrand der Turunç-Bucht.

1. Sandstein mit graded bedding; 2. Kalk; 3. Kiesel-lagen (Hornstein) (vgl. Abb. 30, 31).

sehr schöne Load Casts gefunden (Abb. 28), welche im unteren Teil der sandigen Kalkschichten gegen die mergeligen Lagen entwickelt sind. An dieser Stelle sind in den mergeligen Partien oft kleine Pyritknollen vorhanden.

Mikroskopische Beobachtungen

an den Gesteinen der Flyschserie (TZ)

a) Kalk-Sandstein (vgl. Abb. 10)

Mineralbestand :

Quarz (40 - 60 %), Calcit (35 - 55 %),

Erz, Biotit, Muskowit, Plagioklas, Spilitfragmente, Epidot, Chlorit, Apatit.

Quarz ist sehr eckig und schwach undulös auslöschend. Die Korngrösse wechselt in der 20 - 30 cm dicken Bank zwischen 0,5 - 0,25 mm von unten nach oben. Gegen oben wird die Rundung etwas besser. Calcit bildet die Zementmasse. Er nimmt mengenmässig und auch in der Korngrösse gegen oben ab. Das Erz ist bis zu 5 % vertreten. Biotit ist braun, verwittert und oft verfärbt. Daneben gibt es auch saubere Muskowit blättchen. Plagioklas wurde selten getroffen. Chlorit ist in geringer Menge vorhanden und sekundärer Entstehung. Andere, selten auftretende Akzessorien sind oben erwähnt.

Gefüge ist psammitisch, gradiert.

b) Arkosenbänke, nördlich von Turunç

Diese Gesteine sind mittel- bis grobklastisch. Die Farbe ist grau, oft grünlich. Der Plagioklasgehalt variiert ungefähr zwischen 10 - 30 %. Die Plagioklase sowie der Quarz sind stets nicht gerundet, die Plagioklase zudem noch oft idiomorph, bis über 2 mm gross. Sie sind etwas getrübt, während der Quarz einschlussfrei ist. Die Zementmasse besteht aus Calcit, oft chloritreich oder auch limonithaltig.

Zu betonen sind die spilitischen Fragmente, die in den Arkosen zwar in geringer Menge, aber häufig vorkommen (Abb. 27). Sie sind gerundet oder eckig und bis 2 mm gross. Es handelt sich um Fragmente, welche aus ophitisch oder sonst sperrig angeordneten Plagioklasleisten in einer chloritischen oder erzreichen Grundmasse bestehen. In den Arkosen wurde Gradierung selten getroffen.

ZONE DER MARMORNAGELFLUH

Oestlich und westlich von Çetibeli, am Nordrande des Arbeitsgebietes, tritt eine junge Sedimentserie auf, deren Alter nach Kaaden & Metz (p. 127) Pliozän ist. Diese Serie besteht zum grössten Teil aus verfestigten Marmorgeröllen. Die Schüttung kam aus dem Norden, dem Gebiet der Muğla-Ula-Marmore. In der Nagelfluh findet man als Leitgesteine Diasporitgerölle, welche aus den Diasporitlagerstätten des Marmor-Gebietes von Muğla-Ula stammen. Die Diasporitführung der Nagelfluh im Marmaris-Gebiet ist unbedeutend. Die Geröllsortierung in der Negelfluh ist meistens schlecht. Es liegen nicht selten Komponente mit cm-bis Kopfgrösse im engen Raum durcheinander. Die Rundung ist mittelmässig. Bei Ballıkkayası Tepe, östlich von Çetibeli, sind gegen die Basis der Serie auch Kalklagen zu finden. An dieser Stelle beträgt die Mächtigkeit der Serie ca. 50 m. Sie fällt flach gegen Norden.

UNTERSUCHUNGEN AN DEN ERZEN

CHROMITVORKOMMEN

1. Allgemeines

Im Peridotitmassiv des Marmaris-Gebietes sind die Chromitvorkommen ziemlich zahlreich, aber leider meist sehr klein und ohne wirtschaftliche Bedeutung. Alle Vorkommen, die besucht und untersucht wurden, sind auf der Karte eingetragen und mit einer Nummer bezeichnet (Nr. 31 wurde dem Bericht von Önay, T., 1950, entnommen).

Mit wenigen Ausnahmen sind diese Vorkommen von privaten Unternehmern geschürft worden. Die Erzmengen lagen zur Zeit der Feldarbeiten noch an Ort und Stelle, so dass sie wenigstens im Handstück studiert werden konnten (nach mündlicher Mitteilung wurde nur aus Nr. 27 und 28 Erz wegtransportiert). Bei den Vorkommen Nr. 3, 5, 13, 20, 21, 25, 26, 28 und 29 gab es die Möglichkeit, das Erz einigermaßen im Anstehenden zu untersuchen. Die Streichrichtungen der Erzkörper bei diesen Vorkommen sind auf der Karte angegeben.

Fast alle Chromitvorkommen des Untersuchungsgebietes haben einen kleineren oder grösseren Dunitmantel (Cr. Nr. 9). Nur selten sind auch in grobkristallinen, teils smaragditisierten Pyroxeniten kleine Chromitanreicherungen zu finden (Cr. Nr. 10). Die Serpentinisierung dieser Dunitmäntel kann i. a. als mittelstark bezeichnet werden. In Abhängigkeit von der tektonischen Beanspruchung und von der bei Chromitvorkommen angesammelten Wassermenge der hydrotthermalen Phase ändert sich die Intensität der Serpentinisierung (p. 37). Die intergranulare Dunitmasse der Erzkörper ist aber oft vollständig serpentinisiert. Auch dunkelgrüne, wenig serpentinisierte (30 % Serpentin) Dunitmassen als Erzträger wurden getroffen (bei Nr. 28, im Innern der Ausschürfungen) (Vgl. auch p. 37).

Tabelle I gibt über die Lokalitäten und Typen der Vorkommen übersichtlich Auskunft.

2. Makroskopische und mikroskopische Beobachtungen an den Chromiten

Vorbemerkungen

In der deutschsprachigen Literatur gibt es für knollenartige, rundliche oder ovale, kleine Chromitanreicherungen Bezeichnungen wie Kugelerz, Leopardenerz, Knötchenerz, in speziellen Fällen auch Kringelerz und Kokardenerz (vgl. Schneiderhöhn, H. 1958, p. 72; Borchert, H., 1958, p. 7; Donath, M., 1960, p. 35/39; Petraschek, W. E., 1961, p. 68). In der englischen Literatur werden diese Ausdrücke allgemein durch nodular ore («nodule») ersetzt (Thayer, T. P., 1963, p. 137). Doch kommen andere spezielle Bezeichnungen wie orbicular-, grape- und bean ore vor.

Im Marmaris-Gebiet sind diese Gebilde sehr häufig. Nach zahlreichen Beobachtungen kommen annähernd kugelige Formen äusserst selten vor. Es handelt sich meist um unregelmässige, ovoidale Knollen (Abb. 17, 55, 56, 57). Auf angeschliffenen Flächen sehen die Knollen i. a. etwas regelmässiger aus, als wenn man sie aus der Dunitmasse herausnimmt und räumlich betrachtet. Die Oberfläche der Knollen kann glatt oder etwas rauh sein. Ueber die Entstehung und Bedeutung der Knollen wird noch in einem eigenen Abschnitt die Rede sein.

Der Verfasser möchte einfachheitshalber für diese Gebilde einen allgemein bezeichnenden Ausdruck, nämlich Knollenerz, einführen. Man kann dann im einzelnen beschreiben, dass die Knollen beispielsweise annähernd kugelig oder ovoidal usw. sind.

Für die ganz unregelmässigen Anreicherungen, welche Uebergänge zur Knollenbildung darstellen, ist der Ausdruck «Fleckenerz» (Petraschek, W. E., 1961), p. 68) bezeichnend.

Den Beschreibungen müssen noch einige wichtige Punkte über die Umwandlung des Chromites vorangehen.

Die Chromite zeigen selbst auch Umwandlungserscheinungen, von denen die Resorption am meisten verbreitet ist. Die Mindestresorption tritt entlang der Korngrenzen und Rissen auf. Im Dünnschliff erscheinen diese Resorptionsgrenzen und -risse schwarz (Abb. 54), während sie im Anschliff eine feine, dunkelgraue, amorphe Substanz erkennen lassen. Manchmal entstehen durch Resorption verzahnte, die Spaltbarkeit des Chromites andeutende Ränder (Abb. 11).

Eine andere auffällige Erscheinung bei der Resorption ist die orientierten Resorptionslöcher (vgl. Wijkerslooth, P. de, 1946, p. 56), die oft rhomboedrische Formen haben und bei stärkerer Resorption in Risse übergehen (Abb. 53).

Die stärkste Resorption findet man bei den idiomorphen, sehr grob kristallinen Chromiten, die oft in ebenfalls sehr groben smaragditisierten Pyroxenen eingeschlossen sind (Abb. 52).

Die Verbundenheit der «Ferrichromitbildung» (Wijkerslooth, 1946, p. 57) mit der Resorption konnte in Anschliffen oft beobachtet werden. Ferrichromit ist eine Umwandlung des Chromites und kommt in der Regel randlich oder auch entlang der Risse vor. Das Reflexionsvermögen dieser Bildung ist viel höher als das des Chromites, aber nicht konstant. Nach Wijkerslooth (1946) entsteht der Ferrichromit durch Abwanderung von Al_2O_3 und MgO aus dem Chromitverband.

Die Untersuchung des Ferrichromits mit der Elektronenmikrosonde hat diese Annahme bestätigt; wie aus der Abb. 12 zu entnehmen ist, wandern Al



0,5 mm.

Abb. 11.

Erklärung im Text

c : Chromit.

und Mg aus dem Chromit, ab, was eine prozentuale Anreicherung von Cr und Fe verursacht.

Die häufige Korrosion und Rundung der Chromitkristalle (Abb. 13) entstehen während der Abkühlung durch kombinierte magmatisch-tektonische Wirkung. Wie man auf Abb. 13 sieht, zeigen die Chromitkristalle ähnliche Korrosion wie die Einsprenglinge in den porphyrischen Gesteinen (magmatische Korrosion der erstausgeschiedenen Kristalle). Die Rundung der Chromitkristalle kann auf die gleiche magmatische Wirkung zurückgeführt werden, wobei die gravitative Aussaigerung dieser Kristalle in einem noch nicht ganz erstarrten Dunitbrei, sowie die tektonisch-magmatische Durchbewegung des ganzen Materials die Korrosion, insbesondere die Rundung, mitbewirkt haben müssen.

3. Einteilung der Chromitvorkommen

Nach dem Cr-Gehalt werden die Chromite des Marmaris-Gebietes in vier Gruppen eingeteilt (Abb. 18). Die Zugehörigkeit der nicht analysierten Vorkommen zur einen oder anderen Gruppe ist nach dem Feldbefund, den makroskopischen und mikroskopischen Eigenschaften leicht zu erkennen. Nr. 20 kommt beispielsweise wie Nr. 21 (analysiert) auf die gleiche Art vor und hat gleiche Eigenschaften wie das letztere Vorkommen. Somit gehört Nr. 20 in die Gruppe IV.

Gruppe I umfasst die Cr-reichsten (1,3 - 1,55 mol%) und die Gruppe IV die Cr-ärmsten (Cr-Gehalt unter 0,5 mol%) Vorkommen. Die anderen zwei Gruppen liegen mit Mittelwerten zwischen diesen beiden erstgenannten (II: 1 - 1,3 mol%; III: 0,5 - 1 mol%).

Die Beschreibung erfolgt nach dieser Gruppierung.

Gruppe I

Nr. 1: Sprenkelerz, z.T. streifig, fein- bis mittelkörnig. Selten ganz eckige Anreicherungen vorhanden, aber keine Knollenbildung.

U.d.M.: Dunkelblutrot, Katalase und Resorption stark, teils brekziert. Kämmererit in den Zwickeln oder als Rissfüllung. Reichliche Ferrichromitbildung.

Nr. 7: Knollenerz mit 0,5 - 1 cm Durchmesser. Knollen haben mit Dunit scharfe Grenzen und sind regellos verteilt.

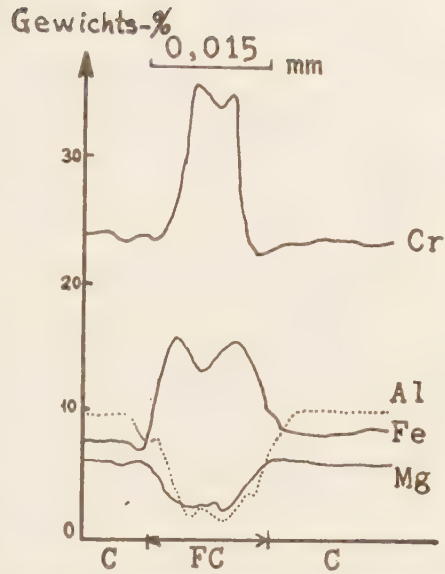


Abb. 12 - Untersuchung des Ferrichromits mit der Elektronenmikrosonde.

C. Kornbreite des Chromits; FC. Breite des Ferrichromits (Bei Cr. Nr. 1).

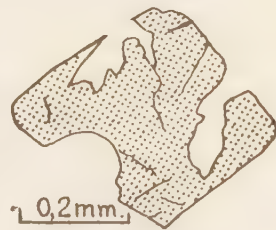


Abb. 13 - Idiomorpher Chromit mit typischer Korrosion und Rundung (bei Cr. Nr. 9).

U.d.M.: Dunkelblutrot, stark kataklastisch, etwas resorbiert, hat häufig rundliche Silikateinschlüsse, wenig Kämmererit, reichlich Ferrichromit.

Nr. 11: Zusammenhang mit Anstehendem fehlt. Wir finden hier Knollenerz. Die Knollen sind meist oval, mit etwas rauhen, mehr oder weniger unregelmässigen Oberflächen, lassen sich z.T. aus der Dunitmasse leicht herauslösen («Chromiteien», Donath, M., 1960, p. 36). Sie sind durchschnittlich 1 - 1,5 cm gross. Es kommen auch extrem grosse (bis 4 cm), ovale Knollen vor. Es wurden deutliche Orientierung, aber auch z.T. unregelmässige Verteilung der Knollen beobachtet (Abb. 17, 57).

U.d.M.: Kataklaste und Resorption mittelstark bis stark. Ferrichromit selten, Kämmererit nicht beobachtet.

Nr. 13: Fein- bis mittelkörniges, reiches Banderz.

U.d.M.: Fast opak, bei starker Beleuchtung dunkelblutrot, Kataklaste mittelstark, Resorption stark. Wenig Ferrichromit, Kämmererit und Cr-Grammatit vorhanden.

Nr. 14: Knollenerz mit $\Phi=1$ cm durchschnittlich, begleitet von etwas Sprenkelerz. Knollen sind kugelig, häufiger oval.

U.d.M.: Resorption und Kataklaste mittelstark, wenig Ferrichromit.

Nr. 15: Reiches Derberz, mittel- bis grobkörnig, teils in Pyroxenit angereichert, dann idiomorph $\Phi=1 - 2$ mm, aber gerundet und korrodiert.

U.d.M.: Dunkelblutrot, Kataklaste mittelstark, Resorption stark. Bildung von Cr-Grammatit (farblos, stengelig) und Fuchsit (X=farblos; Y=gelblichgrün).

Nr. 16: Knollenerz mit Φ =etwa 1 cm, oval oder unregelmässig und etwas Sprenkelerz.

U.d.M.: Kataklaste und Resorption mittelstark.

Nr. 18: Derberz, mittel- bis grobkörnig, $\Phi=1$ mm und grösser, übergehend ins Sprenkelerz. Fleckenartige Anreicherungen vorhanden.

U.d.M.: Opak bis dunkelblutrot, Kataklaste und Resorption mittelstark bis stark.

Nr. 19: Sprenkelerz, mittel- bis feinkörnig.

U.d.M.: Ähnlich wie Nr. 18, hier wurde auch etwas Ferrichromit beobachtet.

Nr. 22: Reiches Derberz, mittelkörnig, teils etwas idiomorph mit $\Phi=1 - 2$ mm, Übergang zu Sprenkelerz.

U.d.M.: Opak bis dunkelblutrot, Kataklaste und Resorption stark. Intergranular findet man Smaragdit (stark deformiert, zerbrochen, grünlich, Auslöschung 16°) und Kämmererit (jünger als Smaragdit), häufig Ferrichromit.

Nr. 23: Ähnlich wie Nr. 22

Nr. 24: Fleckenerz, in Knollenerz übergehend. In der Umgebung ist der Peridotit pyroxenreich.

U.d.M.: Dunkelblutrot, Kataklaste und Resorption mittelstark bis stark. Die Zwischenmasse, Serpentin, ist sehr limonitreich. Ferrichromit und Kämmererit vorhanden.

Nr. 25: Wir finden hier Banderz, welches wie der Dunitmantel stark tektonisiert ist (Verwerfungen, Flexur, Abb. 14) und einen Injektionsstock, der in dem gleichen Dunitkörper neben das Banderz eingedrungen ist. Wie man auf Abb. 15 sieht, füllt das Erz die Spalten des Dunits. Die Klüfte im Dunit setzen bei Chromit aus. Daraus kann man schliessen, dass der Injektionsstock posttektonisch ist.

Die Injektion besteht aus mittelkörnigem Derberz.

Die untersuchte und analysierte Probe stammt aus dem Band. Es gibt Uebergang von reichem Bänderz zu Sprenkelerz. Es ist mittelkörnig mit $\phi=1$ mm durchschnittlich und Pullapart Textur, senkrecht zur Schichtung entwickelt.

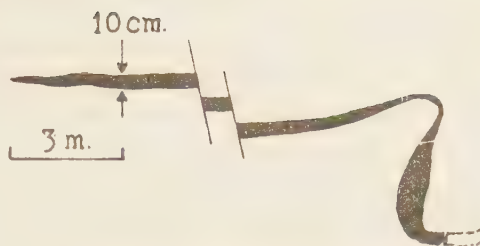


Abb. 14 - Chromitband mit Verwerfungen und Flexur (Nr. 25).

U. d. M.: Opak. i. a. gut idiomorph, aber oft stark korroliert und gerundet. Kataklaste und Resorption schwach bis mittelstark, Kämmererit selten, Ferrichromit nicht beobachtet.

Nr. 30: Hauptsächlich Derberz und Knollenerz, auch wenig Sprenkelerz vergesellschaftet mit dem letzteren. Anstehend ist ein kleiner Streifen vorhanden, welcher auf Abb. 16 dargestellt ist. Die ovalen Knollen sind im unteren Teil des Streifens angereichert und mit ihren Längsachsen parallel der Neigung des Streifens orientiert. Gegen oben nimmt die Knollengröße ab. Die Risse der Pull-apart Textur verlaufen mehrheitlich etwa vertikal, daneben auch senkrecht zur Längsrichtung der Knollen. Das Derberz ist mittel- bis grobkörnig ($\Phi = 2 - 3$ mm), teils idiomorph entwickelt.

U. d. M.: Dunkelblutrot, stark kataklastisch, teils brekziert, mittelstarke Resorption. Kämmererit reichlich, Ferrichromit weniger vorhanden.

Zusammenfassung

Gefügemässig finden wir in dieser Gruppe alle Typen, von denen aber Knollenerze und Derberze überwiegend sind. Im allgemeinen fallen auf: Bessere idiomorphe und teils grobkristalline Ausbildung des Chromites; starke Kataklaste, Resorption und Korrosion; reichlich Cr-Chlorit- und Cr-Grammatitbildung; häufige Umwandlung des Chromites in «Ferrichromit».



Abb. 15 - Chromitinjektion im Dunit, 15 km nördlich von Kargıcık Tepe. Die Klüfte im Dunit setzen bei Chromit aus (Nr. 25).

Die Werte des Reflexionsvermögen und der Gitterkonstanten sind hoch.

Die Verteilung im Massiv scheint nicht ganz regelmässig zu sein, was teilweise mit der komplizierten Tektonik zusammenhängen kann. Die meisten Vorkommen dieser Gruppe befinden sich aber im tieferen Teil des Massivs (Beil. 2). Wichtig ist, dass die Erzkörper, die noch anstehend beobachtet werden konnten (Nr. 25, 30, vgl. auch Nr. 9), dem magmatischen Bau des Peridotitmassivs konkordant verlaufen (vgl. diesbezüglich Gruppe IV).

Gruppe II

Nr. 9: Fein- bis mittelkörniges Bänderz mit Pull-apart Textur, wobei die Risse senkrecht zur Schicht stehen. Hier steht der Chromit teils auch mit Peridotit in Kontakt, nicht allseitig von Dunit ummantelt.

U.d.M.: Dunkelrot, stark kataklastisch, teils brekziert. Resorption schwach bis mittelstark, wenig Kämmererit und Cr-Grammatit in den Zwickeln, Ferrichromit selten.

Nr. 10: Derberz, teils in einer Smaragditgrundmasse, dann idiomorph und bis 1 cm gross. Die Smaragditisierung hängt deutlich mit der Resorption des Chromites zusammen.

U.d.M.: Blutrot, stark kataklastisch, teils brekziert. Auch idiomorphe Kristalle sind z.T. innerlich zerbrochen (Abb. 50). Der Pyroxen (Diälag) ist sehr grobkörnig, smaragditisiert und ebenfalls stark zerbrochen, besonders an den Kontakten mit Chromitindividuen. Man findet in den Rissen der Chromitanreicherungen auch Pyroxen. In den mit Chlorit gefüllten Klüften und Rissen sind zwei Generationen von Chlorit zu unterscheiden. I. Kämmererit: Makroskopisch purpurrot, optisch negativ mit kleinem Achsenwinkel. Interferenzfarbe ist anomal blau-violett. II. Generation ist jünger als Kämmererit, optisch positiv, hat kleinen Achsenwinkel und graue Interferenzfarbe, demnach also Sheridanit (p. 38).

Ein anderes Chloritmineral (?), das jünger ist als Sheridanit, ist auf Abb. 46 wiedergegeben. Er ist langschuppig, polysynthetisch verzwillingt, farblos und hat graue Interferenzfarbe. Genaue mikroskopische Bestimmung dieses Minerals war nicht möglich, weil die Individuen sehr klein sind.

In smaragditisierten Teilen des Pyroxens ist auch ein heller Glimmer mit grosser Doppelbrechung zu beobachten. Seine schwach grünliche Farbe und Genese deutet auf Fuchsit. In den jüngsten Rissen und Adern findet man feinkristallinen Magnesit.

Auffällig ist die extrem starke Resorption des Chromites (Abb. 52), besonders in der smaragditisierten Pyroxengrundmasse. Manche Individuen sind völlig resorbiert und erst bei gekreuzten Nicols an den idiomorphen Umrissen erkennbar. Trotz dieser starken Resorption wurde kein Ferrichromit beobachtet.

Nr. 26: Es sind da zwei aufeinanderliegende, 4 - 5 m lange, etwa horizontale, linsenförmige Erzkörper vorhanden, welche aus Knollenerz und Sprenkelerz bestehen. Die Knollen haben unregelmässige Oberflächen, sind meist oval, aber auch z.T. in Fleckenerz übergehend. Sie sind mit ihren längeren Achsen senkrecht zur Schicht orientiert.

U.d.M.: Dunkelblutrot, Kataklaste und Resorption mittelstark bis stark. Da die Knollen nicht dicht gepackt sind, kann man im Schliff einzelne Chromitkristalle gut erkennen. Sie sind xenomorph bis hypidiomorph, selten idiomorph, oft sehr stark korrodiert, durchschnittlich 1 mm gross.

Nr. 27: Die alten Gruben sind eingebrochen, das Erz konnte noch im Schutt studiert werden. Es besteht aus Knollenerz und Sprenkelerz, Knollengrösse liegt unter 1 cm, die Knollen sind meist oval, teils unregelmässig, mit unscharfer Begrenzung gegen Dunit.

U.d.M.: Dunkelblutrot, Resorption und Katakklase sehr stark, teils brekziert. Serpentinisierte Silikateinschlüsse sind nicht selten gut idiomorph. Kämmererit reichlich, aber kein Ferrichromit beobachtet.

Zusammenfassung

Diese Gruppe bildet eine Uebergangsgruppe zwischen I und III. Die Unterschiede gegenüber Gruppe I sind sowohl in chemischer wie auch in optisch-röntgenographischer Hinsicht gering. Dass Nr. 10 etwas kleineren Cr-Gehalt hat, obwohl es gefügemässig und nach dem Platz im Massiv zur Gruppe I gehören sollte, liegt sehr wahrscheinlich an der extrem starken Resorption.

Gruppe III

Nr. 28: Es besteht aus einigen horizontalliegenden, gegenüber dem Dunit nicht scharf begrenzten Schlieren-Platten, deren Dicke von ein paar cm bis 30 cm variiert. Sie wechsel-lagern mit Dunit und bestehen hauptsächlich aus Sprenkelerz; teils gehen sie auch in Banderz über. Ein paar m über diesen Erzhorizonten findet man ebenfalls etwa horizontalliegende Pyroxenitlagen.

U.d.M.: Bräunlich dunkelrot, Katakklase schwach bis mittelstark, Resorption stark, ebenfalls sehr starke Korrosion. Ferrichromit nicht beobachtet.

Nr. 29: Derbes Injektionserz in Dunitmantel. In der Umgebung sind horizontalliegende Pyroxenitlagen im Peridotit häufig.

U.d.M.: Hellblutrot, schwach anisotrop, Katakklase schwach, Resorption mittelstark bis stark. Intergranular reichlich Chlorit vorhanden, der makroskopisch grün mit bläulichem Stich ist. Im Dünnschliff fast farblos, optisch positiv mit kleinem Achsenwinkel, Interferenzfarbe grau (ist also Sheridanit, vgl. p. 38). Er füllt die Zwickel und auch die feinsten Risse im Chromit. Magnesit ist ebenfalls ziemlich reichlich vertreten, feinkristallin bis dicht, verdrängt den Chlorit und ist demnach jünger als der letztere. Ferrichromit wurde selten getroffen, er hat tieferes Reflexionsvermögen als in den andern Chromiten.

Zusammenfassung

Wir finden in dieser Gruppe derbes Injektionserz und Sprenkelerz. Es ist fein- bis mittelkörnig, im Dünnschliff bräunlich rot, hellblutrot. Die Werte des Reflexionsvermögen und der Gitterkonstante sind grösser als die der Gruppe IV. Kämmererit und Cr-Grammatit fehlen, Ferrichromit sehr spärlich vertreten.

Diese Gruppe liegt in der oberen Zone des Peridotitmassivs.

Gruppe IV

Nr. 3: Fein- bis mittelkörniges Sprenkelerz ($\varnothing$ bis 1 mm gross), steile Schlierenplatte.

U.d.M.: Gelbbraun mit grünlichem Stich, Anisotropie deutlich, häufig rundliche Silikateinschlüsse, stark serpentinisiert, manchmal tropfenförmig (Abb. 49). Das akzessorische Sulfid-erz, Pentlandit (wurde röntgenographisch bestimmt), kommt als Einschluss in Chromit, häufiger aber intergranular, vor. Resorption und Katakklase schwach bis mittelstark. Ferrichromit und Kämmererit fehlen.

Nr. 4: Ähnlich wie Nr. 3

U.d.M.: Bräunlich olivgrün, Katakklase stellenweise etwas stark, andere Merkmale wie Nr. 3 (Abb. 54).

Nr. 5: Es ist ein linsenförmiger Erzkörper, welcher aus fein- bis mittelkörnigem, reichem Erz besteht. Man findet eckige Anreicherungen als Uebergang zur Knollenbildung.

U.d.M.: Gelblich hellolivgrün mit bräunlichem Stich. Silikateinschlüsse (Olivin) sind oft rundlich, z.T. aber auch idiomorph (Abb. 48). Akzessorischer Pentlandit kommt ähnlich wie in Nr. 3 vor. Andere Merkmale wie oben.

Nr. 20 und 21: Es sind steile Schlierenplatten, die an der Erdoberfläche zutage treten. Diese beiden Vorkommen wurden neu gefunden.

U.d.M.: Fein- bis mittelkörniges Sprenkelerz, gelblich hellbraun, Anisotropie deutlich, Katalase mittelstark bis stark, Resorption schwach, führt reichlich (einige %) Pentlandit ähnlich wie in Nr. 3. Der Pentlandit kommt selten als Einschluss, sondern meist zwischen den Chromitkristallen vor.

Zusammenfassung

Mineralogisch fallen die Chromite der Gruppe IV in den Bereich des Spinells (Ramdohr, P., 1960, p. 864). Wenn man die kleinen Abweichungen ausser acht lässt und die Summe von $\text{Cr} + \text{Al} = 2$; $\text{Mg} + \text{Fe} = 1$ annimmt (Tabelle V), kann man diesen Bereich genau finden.

Entsprechend dem Chemismus zeigen die Chromite dieser Gruppe ganz andere physikalische Eigenschaften wie gelblich-braune Farbe, Durchsichtigkeit, niedriges Reflexionsvermögen und kleine Gitterkonstanten. Es wurde bei diesen Vorkommen weder Ferrichromit noch Kämmererit getroffen. Dagegen scheint das akzessorische Sulfiderz (Pentlandit) für diese Gruppe charakteristisch zu sein. Charakteristisch sind auch die schwache Resorption und deutliche Anisotropie (ob die letztere tektonisch bedingt ist, kann nicht beantwortet werden) und das Fehlen der Knollenbildung. Beachtenswert sind auch häufige Silikateinschlüsse (wohl Olivin), die teils schön idiomorph sein können (Abb. 48).

Diese Gruppe liegt in einer randnahen Zone des Massivs. Die steilen Erzkörper stehen mit ihren Streichrichtungen ungefähr senkrecht zu der örtlichen magmatischen Bankung des Peridotitmassivs. Es ist möglich, dass die Vererzung, der Orientierung der Erzkörper nach, mit den Querklüften im Zusammenhang steht, doch sind Kontakte zwischen den Erzkörpern und dem Dunit nicht scharf, was gegen eine Klufvererzung spricht.

4. Ueber die Knollenerze («Kugelerze»)

Das Problem der Knollenerze, speziell der Knollenentstehung, wurde besonders von Wijkerslooth, P. de (1957, p. 97) und Borchert, H., (1958, p. 7, 8) behandelt.

Es werden hier die Beobachtungen an den Knollenerzen des Marmarisgebietes zusammengestellt:

a. Die Knollen bestehen aus Ansammlungen meist mittelkörniger, durchschnittlich 1 mm grosser Chromitkristalle. Es wurden einzelne Knollen zerstückelt und unter einem Binocular beobachtet. Hierbei wurden nicht selten mehr oder weniger idiomorphe, aber oft verzerzte Oktaeder festgestellt. Meist sind es aber xenomorphe oder hypidiomorphe Körner.

b. Die Knollen haben körnige oder glatte, oft wellige Oberflächen. Ihre Form ist meistens unregelmässig, weshalb die Bezeichnung Knolle anstatt «Kugel» als passender eingeführt wurde (p. 54). Annähernd kugelige oder ellipsoide Formen sind im ganzen selten.

c. Häufig sind die ovalen Knollen mit ihren Längsachsen deutlich orientiert (Abb. 16, 17, 56). Im Anstehenden wurde diese Orientierung nur bei zwei Vorkommen (Nr. 26 und 30) beobachtet, wo sie gegebenenfalls parallel zur Fallrichtung des Erzkörpers verläuft (Abb. 16).

d. Es gibt Uebergänge von den fleckenartigen und eckigen Anreicherungen zu den ovalen Knollen.

e. Im Untersuchungsgebiet führt fast die Hälfte aller Vorkommen Knollenerze. Die extrem grossen Knollen (ϕ bis 4 cm) wurden bei Nr. 11 und 14, die kleinsten ($\phi = 0,5 - 1$ cm) bei Nr. 7 und 27 gefunden. Sehr deutlich gestreckt sind sie bei Nr. 8, 11 und 30. An diesen Vorkommen wurde auch deutliche Pull-apart Textur beobachtet (Thayer, T.P., 1963, p. 138), (Abb. 55, 56). Die Dunitrisse in unregelmässigen Knollen verlaufen auch unregelmässig.

f. Das Knollenerz ist häufig mit Sprenkelerz, selten auch mit Derberz vergesellschaftet.

g. Die auf Abb. 55 wiedergegebenen Knollen scheinen teilweise «Tropfenform» zu haben und deuten auf eine gravitative Ausagerung (Pfeilrichtung nach unten) der bereits knollenartig angesammelten Chromitkristalle hin, sehr wahrscheinlich in einem noch nicht ganz erstarrten Dunitbrei. Andererseits zeigt die Pull-apart Textur, dass diese Ausagerung von tektonischer Durchbewegung begleitet war.

h. Die Knollenerze haben in der Regel hohen Cr-Gehalt.

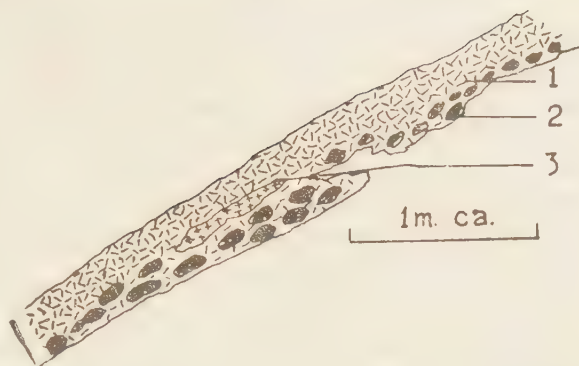


Abb. 16 - Kleiner Chromitaufschluss bei Nr. 30. 1. Derberz, 2. Knollenerz, 3. Dunit. Beachtenswert sind die Orientierung und die Grössenänderung der Knollen (gegen oben kleiner).



Abb. 17 - Zur Orientierung und Form der Chromitknollen bei Nr. 11. Weiss: Serpentinisierter Dunit.

Die Entstehung der Knollen ist nach Wijkerslooth, P. de (1957), hauptsächlich der magmatisch-tektonischen Durchbewegung zuzuschreiben. Das Vorkommen von Knollenerz in einem ultrabasischen Massiv ist also ein wichtiges Anzeichen dafür, dass die tektonische Durchbewegung im halberstarrtem Stadium des Massivs eingesetzt haben muss. Diese Auffassung wird bekräftigt, wenn noch die folgende Tatsache berücksichtigt wird: Knollenerze treten in den ultrabasischen Massiven des alpinen Orogengürtels auf. Aus dem Chromitgebiet des bekannten Bushveld-Komplexes und genetisch diesem sehr ähnlichen Stillwater-Komplexes sind diese nicht bekannt (Schneiderhöhn, H., 1958, p. 112, 113, 122, 123; Petraschek W.E., 1961, p. 68; Hess, H.H., 1956; Jackson, E.D., 1961). Die Vererzungen in diesen letztgenannten Gebieten erfolgten durch gravitative Differentiation in tektonisch ruhigen Milieus. Andererseits finden sich in dem wohl im alpinen Orogengürtel auftretenden, aber nicht durchbewegten Peridotit/Dunitmassiv in SE Iran gut ausgebildete Knollenerze (mündliche Mitteilung von Prof. Gansser).

5. Chemische Analysen der Chromite

a. Zweck: Obwohl fast alle Chromitvorkommen des Arbeitsgebietes keine wirtschaftlich wichtigen Anreicherungen sind, wurden sie chemisch analysiert (20 ausgewählte Vorkommen). Dass man nur durch das Studium der physikalisch-chemischen Eigenschaften der Chromite, kombiniert mit geologisch-tektonischen Beobachtungen im Feld, genetisch interpretierbare Resultate erhalten kann, ist unbestreitbar.

Die chemischen Analysen waren zu wünschen, um über das Problem der Chromitgenese neue Beiträge zu gewinnen.

b. Durchführung der Analysen: Die Analysen wurden im chemischen Laboratorium des M.T.A. Enstitüsü in Ankara durchgeführt. Die Werte, welche aus der Analyse erhalten wurden, sind auf Tabelle II zusammengestellt.

Die Umrechnung erfolgte nach Kaaden (1959) und soll hier an einem Beispiel erläutert werden.

Aus der Analyse wurden die Gewichtsprocente erhalten: (1)

Nr.	Cr_2O_3	Al_2O_3	MgO	FeO	MnO	SiO_2	Summe
25	55.26	9.63	14.14	15.91	0.16	3.12	98.22 (1)
25	56.25	9.80	14.39	16.20	0.16	3.18	100.00 (2)

Diese Werte wurden zuerst auf 100 % umgerechnet (2).

Es wurde angenommen, dass SiO_2 durch Serpentinverunreinigung auftritt. Daher wurde SiO_2 mit der für Serpentin (2. SiO_2 . 3 MgO . 2 H_2O) nötigen MgO -Menge addiert und aus der Summe abgezogen (Verhältnisse der Gewichtsprocente 2 SiO_2 : 3 MgO =120 : 120=1 : 1). Für 3.18 gr SiO_2 entspricht im Serpentin 3.18 gr MgO ; 100 - 6.36=93.64.

Nachdem diese Verunreinigung abgezogen wurden ist, werden die Werte auf 100 % umgerechnet. Man erhält die Gewichtsprozent der Metalloxyde der Chromite (Tabelle III).

Nr.	Cr_2O_3	Al_2O_3	MgO	FeO	MnO	Summe
25	60.08	10.47	11.97	17.30	0.17	100.00 (3)

Aus diesen Gewichtsprozenten wurden die Mol-% berechnet. Für die Berechnung wurden die Atomgewichte der betreffenden Elemente etwas abgerundet:

Cr=52.00; Al =26.98; Mg=24.31;

Fe=55.85; Mn=55.00; O =16.00.

Zuerst müssen noch die Gewichtsprozent von Cr^{+++} , Al^{+++} , Mg^{+++} , Fe^{++} , Mn^{++} , O^{--} berechnet werden. Für Nr. 25:

$$\frac{2 Cr^{+++}}{Cr_2O_3} = \frac{X}{60.08} = \frac{104}{152}; \text{daraus } Cr^{+++} = 41.095 \text{ Gew.}\%$$

Auf gleiche Weise werden die Werte für die anderen Elemente berechnet (4).

Aus der Division dieser Werte (4) durch die betreffenden Atomgewichte erhalten wir Mol-%, z.B.:

$$Cr^{+++} \text{ mol } \% = \frac{Cr^{+++} \text{ Gew. } \%}{52} = 0,790 \quad (5)$$

Die Werte (5) wurden umgerechnet auf die Spinellformel R_3O_4 (6).

Nr.	Cr^{+++}	Al^{+++}	Mg^{++}	Fe^{++}	Mn^{++}	O^{--}	Summe
25	41.095	5.549	7.218	13.442	0.132	32.564	100.00 (4)
25	0.790	0.206	0.297	0.241	—	2.035	(5)
25	1.553	0.405	0.584	0.474	—	4.000	(6)

Die Mol-% von Mn^{++} variieren um 0.002 und wurden in der Auswertung nicht mit einbezogen.

Die erhaltenen Werte sind auf Tabelle IV zusammengestellt.

Die Auswertung der Analysen

Aus der Abb. 18 entnehmen wir:

a. Die Variationsbereiche der vier Elemente in Mol-% sind:

Cr^{+++} (0.162-1.553); Al^{+++} (0.405-1.803);

Mg^{++} (0.574-0.877); Fe^{++} (0.219-0.477).

Die Werte Von Cr und Al zeigen grosse, die von Mg und Fe kleine Schwankungen in den untersuchten Chromiten. Die Mg-Werte sind in der Gruppe I (hoher Cr-Gehalt) grösser als Al-Werte, in den übrigen Gruppen kleiner als letztere (mit Ausnahme von Nr. 26).

Fe ist immer kleiner als Mg, mit wenigen Ausnahmen auch als Al.

b. Bei zunehmendem Cr nehmen Al und Mg ab, Fe hingegen zu.

Grössere Abweichungen von dieser Regel zeigen Nr. 9 und 26, wobei der geringere Al-Gehalt durch höheren Fe-Gehalt kompensiert wird. Andere kleinere Abweichungen können teils innerhalb der Fehlergrenzen der Analysenwerte liegen, teils können sie aus der Umwandlung (Resorption, Ferrichromitbildung) des Chromites sowie aus verschiedenen Verunreinigungen herrühren.

c. Die Summe von $(\text{Cr}^{+++} + \text{Al}^{+++})$ liegt um 2 und $(\text{Fe}^{++} + \text{Mg}^{++})$ um 1, jedoch mit einigen Abweichungen (Tabelle V).

Dies ist ein sehr befriedigendes Resultat und steht mit der allgemeinen Formel der Spinellgruppe $\text{R}^{++}\text{R}_2^{+++}\text{O}_4$ in gutem Einklang.

d. Der Chemismus der Chromite zeigt eine Abhängigkeit von den magmatisch-tektonischen Stellungen der Vorkommen (vgl. p. 69) und hat mit den optischen und röntgenographischen Eigenschaften gesetzmässige Beziehungen (vgl. p. 66).

7. Bestimmung der Gitterkonstanten der Chromite

a. Zweck: Clark, G.L. & Abde Ally (1932) haben zum ersten Mal an einigen Beispielen gezeigt, dass die Beziehung zwischen Gitterkonstanten und dem Chemismus der Chromite einer Gesetzmässigkeit unterworfen ist. Weitere ähnliche Untersuchungen wurden bis 1965 nicht unternommen. Panagos, A. (1965) hat an den Vorkommen Griechenlands diesbezügliche Studien gemacht und fand Werte für die Gitterkonstante zwischen 8.19-8.31 Å, welche mit zunehmendem Al_2O_3 -Gehalt abnehmen.

Gestützt auf die grundlegende Arbeit von Clark & Abde Ally wurde bezweckt, die Beziehung zwischen der Gitterkonstante und dem Chemismus der Chromite des Marmaris-Gebietes zu untersuchen in der Hoffnung, daraus für die praktische Bestimmung der Chromite nützliche Resultate zu erhalten.

b. Methodisches: Die Pulveraufnahmen wurden in der Guinier-De Wolff-Kamera mit Fe-K_α -Strahlung hergestellt. Um bei der Ausmessung allfällige, durch Filmverzerrung auftretende Fehler auszuschalten, wurde dem Chromitpulver jeweils ca. 20 % Si-Pulver beigemischt. Die Ausmessung und Berechnung der Gitterkonstanten aus den Messwerten sollen nun unten an einem Beispiel erläutert werden.

$(\lambda/2)^2 = 0.937024$; Wellenlänge der Strahlung $(\lambda) = 1.9373$ Å Kamera-durchmesser = 114.7 mm (Umfang 360 mm).

Nach der optischen Anordnung entspricht 1 mm Linienabstand auf dem Film 0.25° Θ -Wert.

Die für die Berechnung benützte Formel (Kleber, p. 285):

$$\sin^2 \Theta = \left(\frac{\lambda}{2a_0} \right)^2 \cdot (h^2 + k^2 + l^2) = Q \text{ Summe } h^2 \quad (1)$$

$$a_0^2 = \left(\frac{\lambda}{2} \right)^2 \cdot \frac{1}{Q} \quad (2)$$

Für die Bestimmung der Gitterkonstante wurden nur die Chromitlinien maximaler Intensität gemessen, um die Berechnung etwas zu vereinfachen und die Genauigkeit zu steigern (vgl. Henry, N.F.M., p. 179). Diese Linien haben stets die Indices (311, 113, 131) und befinden sich jeweils zwischen zwei ebenfalls gemessenen Si-Linien. Die Messungen wurden dreimal abgelesen (m_1 , m_2 , m_3).

	m_1	m_2	m_3	$\overline{S_1 S_2}$	K	$\overline{S_1 Cr}$	$\Theta_{S_1 Cr}$
S_1	168.14	168.15	168.16	49.64	0.248	19.11	4.739
Cr	187.25	187.22	187.25	49.60	0.248	19.07	4.729
S_2	217.78	217.75	217.77	49.61	0.248	19.09	4.734

	Θ_{Cr}	$\frac{\sin^2}{\Theta_{Cr} \cdot 10^3}$	$\frac{Q \text{ Summe.}}{h^2 \cdot 10^3}$	$\overline{Q}$	a_1	a_2	a_0
	22.706	148.96	13.542.11	13.537	8.319	8.321	8.320
				$\pm .003$			$\pm .001$
	22.696	148.86	13.533.11				
	22.701	148.91	13.537.11				

S_1 : Si-Linie mit $\Theta = 17^\circ.9666$

S_2 : » » » $(-) = 30^\circ.2750$ $\Theta_{S_2 - \Theta_{S_1}} = 12^\circ.3084$

$\overline{S_1 S_2}$: Linienabstand zwischen S_1 und S_2 in mm.

$K = 12^\circ.3084 : \overline{S_1 S_2}$.

Theoretisch sollte $K = 0.25$ sein. Kleine Abweichungen von diesem Wert können von den Messfehlern sowie von den Abrundungen bei der Berechnung oder von unregelmässigen Filmverzerrungen kommen.

$\Theta_{S_1 Cr} = K \cdot \overline{S_1 Cr}$ (dem Abstand $\overline{S_1 Cr}$ entsprechender Θ -Wert).

$\Theta_{Cr} = \Theta_{S_1} + \Theta_{S_1 Cr}$ (Θ -Wert für die Cr-Linie).

Nach diesen Berechnungen erhalten wir 3 Q_i -Werte, da die Messungen dreimal wiederholt wurden. Daraus wurde der Mittelwert $\overline{Q}$ berechnet.

$$\text{Fehlerrechnung wurde nach der Formel } M = \frac{1}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{\sum v^2}{n-1}} =$$

mittlerer Fehler des Mittelwertes $\overline{Q}$, durchgeführt.

n = Anzahl der Messwerte bzw. daraus berechneten Werte.

$$v = \bar{Q} - Q_i$$

Bei $n = 2$ vereinfacht sich die Formel auf $M = |v|$.

$$Q = \bar{Q} \mp M; Q_1 = \bar{Q} + M, Q_2 = \bar{Q} - M.$$

Durch das Einsetzen von Q_1 bzw. Q_2 in (2, p. 65) erhalten wir a_1 , resp. a_2 .

$$a_0 = \frac{a_1 + a_2}{2} \mp v \text{ (für } a_0)$$

Für die Resultate siehe Tabelle IV.

c Auswertung: Die Gitterkonstante der Chromite variiert zwischen 8.123 und 8.320 Å. Ihre Abhängigkeit von Cr-Gehalt, resp. von dem Gesamtchemismus der Chromite ist auf Abb. 19 zu sehen. Die Beziehung zwischen a_0 und Reflexionsvermögen ist auf Abb. 20 dargestellt.

Vgl. auch p. 66.

8. Reflexionsvermögen der Chromite

Das Reflexionsvermögen der Chromite wurde mit Leitz-Photometer in Luft, unter Verwendung eines grünen Filters gemessen. Die Messwerte sind auf der Tabelle IV zusammengestellt. Sie variieren zwischen 8 - 14 % (die Genauigkeit der Messungen liegt zwischen 1 - 3 %).

Die Beziehungen zwischen der Gitterkonstante und dem Reflexionsvermögen einerseits und zwischen dem Cr-Gehalt und Reflexionsvermögen andererseits wurden auf Abb. 20 versuchsweise graphisch dargestellt. Es scheint, dass das Reflexionsvermögen mit steigender Gitterkonstante, resp. mit steigendem Cr-Gehalt zunimmt.

9. Zusammenstellung einiger Beziehungen zwischen dem Chemismus und den optisch-röntgenographischen Eigenschaften der Chromite

a. Die Gitterkonstante nimmt mit dem steigenden Cr-Gehalt bzw. sinkendem Al-Gehalt zu. Diese Beziehung zeigt allerdings Abweichungen, die grundsätzlich mit den Abweichungen im Chemismus zusammenhängen (vgl. Abb. 20 mit Abb. 18). Daneben können kleinere Ungenauigkeiten in der Bestimmung der Gitterkonstante eine Rolle gespielt haben. Es ist wichtig, an dieser Stelle zu erwähnen, dass der Chemismus der Chromite innerhalb einzelner Vorkommen variieren kann (Kaaden 1959, p. 9, zitiert nach Betehtin, A.G.). Die Unregelmässigkeiten können teilweise auch auf diese Tatsache zurückgeführt werden, dass z.B. das chemisch analysierte Handstück nicht aus dem gleichen Teil eines Vorkommens stammt wie das optisch-röntgenographisch untersuchte Stück.

b. Das Reflexionsvermögen der Chromite nimmt mit steigendem Cr-Gehalt zu, wie dies auch die Gitterkonstante tut (Abb. 20).

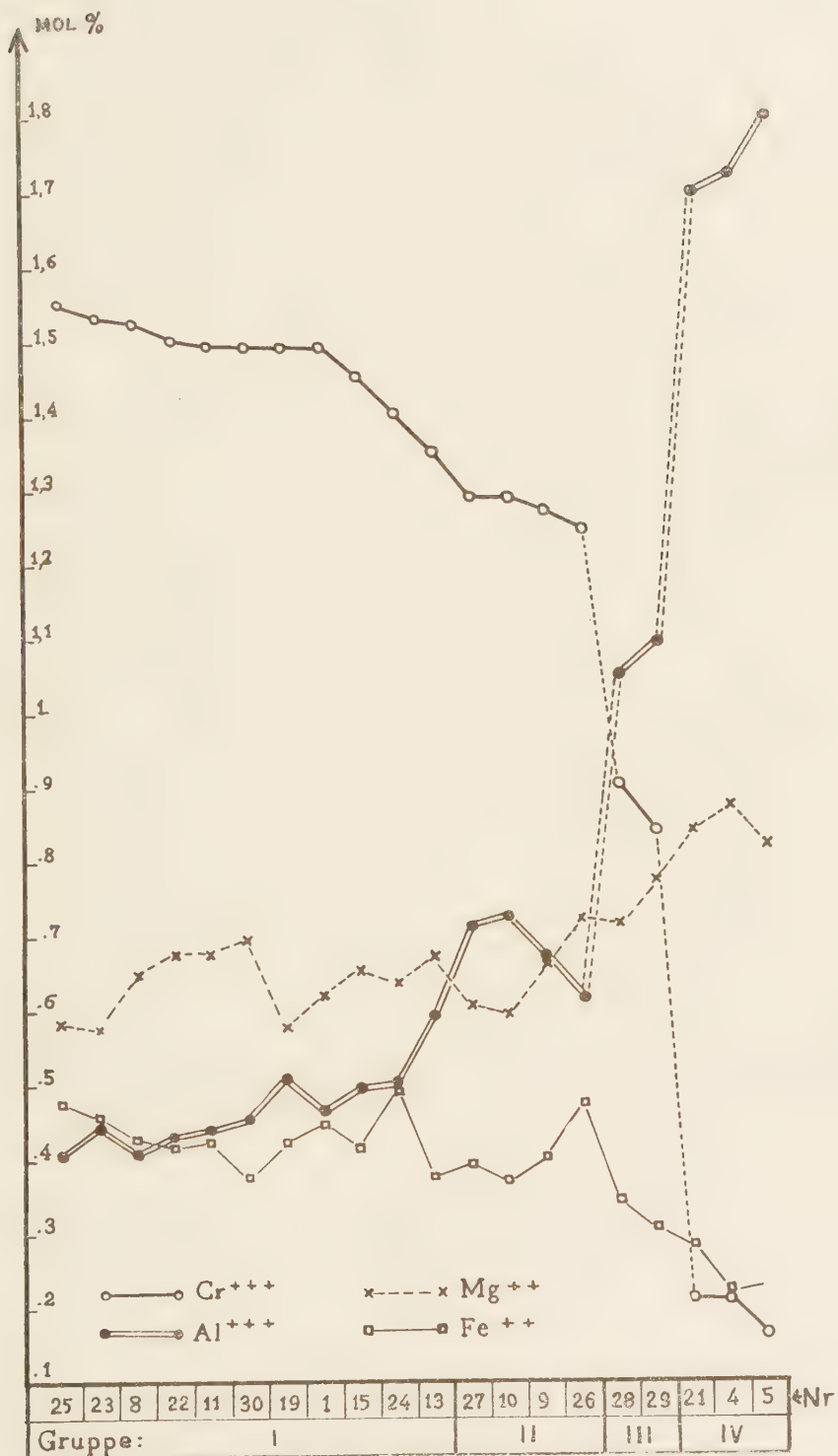


Abb. 18 - Der Chemismus der Chromite und seine gesetzmässige Variation
(Vergl. p. 63 und Tabelle IV).

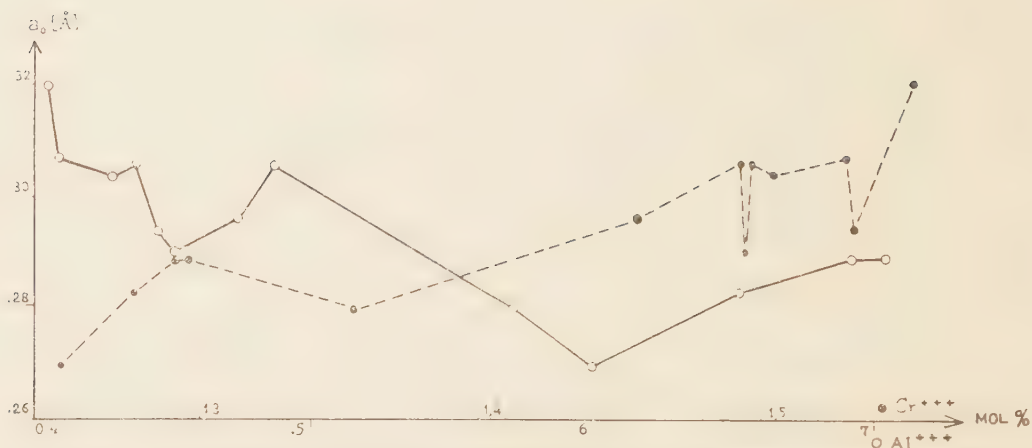


Abb. 19 - Die Beziehung zwischen der Gitterkonstante und dem Chemismus der Chromite (Vergl. p. 63 und Tabelle IV).

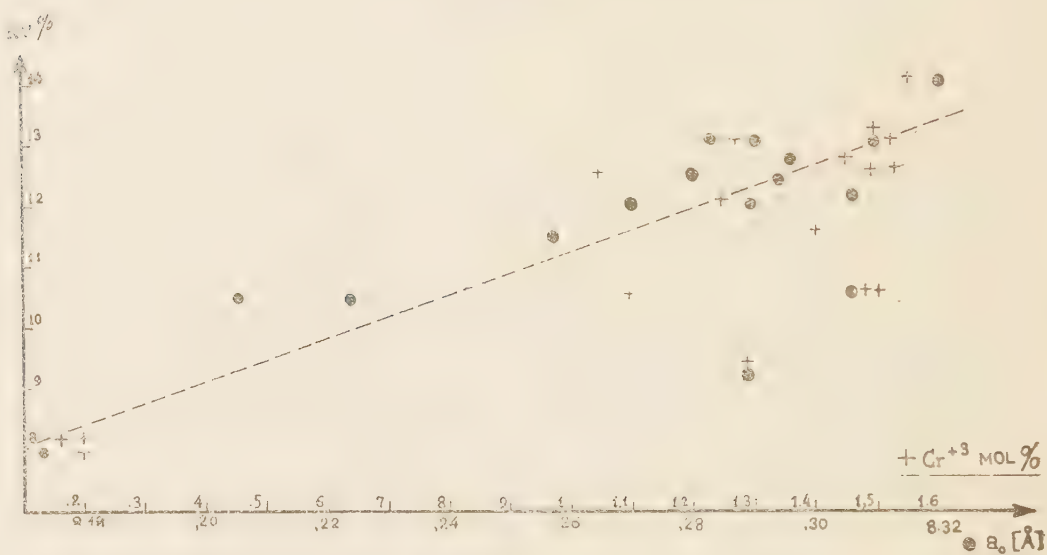


Abb. 20 Die Beziehungen zwischen der Gitterkonstante und dem Reflexionsvermögen sowie zwischen dem Chemismus und dem Reflexionsvermögen der Chromite (Vergl. p. 66 und Tabelle IV).

c. Die Farbe und der Durchsichtigkeitsgrad (abgeschätzt) der Chromite im Dünnschliff sind von dem Chemismus abhängig. Die Cr-reichsten Arten sind fast opak. Mit dem steigenden Al-Gehalt werden sie durchsichtiger.

d. Auch die Strich- oder Pulverfarbe wechselt nach dem Chemismus. Al-reiche und Cr-arme Arten sind grünlich grau, Arten mit grossem Cr-Gehalt, bzw. kleinem Al-Gehalt bräunlich schwarz. Uebergänge sind grau mit bräunlich grünem Stich oder braun mit grauem Stich. Von dieser Eigenschaft kann man für die feldmässige Beurteilung der Chromite Gebrauch machen.

10. Beziehungen zwischen dem Chemismus der Chromite und ihren magmatisch-tektonischen Stellungen im Massiv

a. Fassen wir das Allgemeinstreichen (NNE-SSW) des Massivs ins Auge, so erkennen wir auf Beilage II mit Hilfe von Abb. 18, dass die Chromitvorkommen in den tieferen Teilen des Massivs höhere Cr- und Fe-Gehalte haben als in den höheren Teilen. Für Al und Mg gilt das umgekehrte (vgl. Krause, H. 1958, p. 334).

Dies lässt sich durch gravitative Differentiation erklären.

b. Für die Chromite des tieferen Massivteiles (Chrompicotite) gilt $Mg > Al$ (Gruppe I). In der oberen Zone jedoch ist $Al > Mg$ (vgl. Kaaden 1959, p. 7).

Tabelle - I
Die Chromitvorkommen

Nr.	Ort	Höhe*	Str.**	Form der Erzkörper und makroskopisches Gefüge
1	2 km nördl. v. Marmaris	190		Sprenkelerz, z.T. schlierig
2	500 m SW von Çetibeli	30		nichts mehr vorhanden
3	500 m SW von Çetibeli	30	120	steile Schlierenplatte
4	1 km SW von Çetibeli	40	110	steile Schlierenplatte
5	600 m NE v. Karapınar	30		horiz. Linse, Sprenkelerz
6	200 m E v. Taşhan	20		Sprenkelerz
7	300 m NW v. Sarıdüz Tepe	650		Knollenerz + Sprenkelerz
8	1,5 km NW v. Sarıdüz Tepe	450		Knollenerz + Sprenkelerz
9	2 km N v. Sarıdüz Tepe	390	85	Banderz
10	NW-Rand von Kocaalan Düzü	20		Derberz, grobkristallin
11	NE-Rand von Kocaalan Düzü	20		Knollenerz
12	1 km NE von Taşhan	40		nichts mehr vorhanden
13	2 km N von Sarıdüz Tepe	350		ähnlich wie 9
14	3 km N von Sarıdüz Tepe	340		Knollenerz + Sprenkelerz
15	1,5 km NE von Belbaşı	90		Derberz, mittel-grobkörnig
16	4 km NE v. Marmaris	490		Knollenerz + Sprenkelerz
17	3 km E v. Ballıkk. T.	230		reiches Sprenkelerz
18	1,5 km SE v. Çetibeli	200		Derberz, mittelkörnig
19	2 km SE v. Çetibeli	250		Sprenkelerz
20	600 m SW v. Çetibeli	30	60	steile Schlierenplatte Spkl. Sprenkelerz
21	700 m SW v. Çetibeli	30	80	wie 20
22	1 km SSW v. Ballıkk. Tepe	250		Derberz mittelkörnig
23	1 km SW v. Ballıkk. Tepe	170		Derberz mittelkörnig
24	2 km E v. Yırtma Tepe	100		Knollenerz, Fleckenerz
25	1,5 km N v. Kargıcık Tepe	520	50	Banderz, Injektionsstock
26	3 km NE v. Marmaris	230		Knollenerz + Sprenkelerz
27	2,5 km E v. Balan Dağ	600		Knollenerz + Sprenkelerz
28	3 km ESE v. Balan Dağ	520	hrz.	Schlierenplatte, + Sprenkelerz
29	Tahtacı Dere	450	120	Injektionsstock
30	1 km ESE v. Taşhan	50	40	Derberz + Knollenerz
31	Yalabık Sirtı	325		

* Höhe m. ü. Meer

** Streichen v. N über E gemessen

Tabelle - II
Gewichtsprozente, erhalten aus den Analysen

<i>Nr.</i>	<i>Cr₂O₃</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>MgO</i>	<i>FeO</i>	<i>MnO</i>	<i>SiO₂</i>
1	42.25	8.75	21.18	12.06	0.14	11.88
4	8.79	47.80	25.08	8.57	0.14	5.83
5	7.12	53.22	23.28	9.60	0.16	3.96
8	50.48	9.03	18.10	13.34	0.17	6.72
9	45.06	15.90	18.25	13.36	0.16	5.72
10	46.50	17.45	16.04	12.61	0.14	4.68
11	49.30	9.64	18.00	13.33	0.14	6.22
13	49.61	14.51	17.62	13.08	0.15	4.56
15	50.10	11.37	17.63	13.51	0.15	5.66
19	49.58	11.26	17.11	13.27	0.13	6.92
21	8.01	43.08	25.42	10.06	0.15	8.56
22	47.05	8.96	19.55	12.33	0.16	8.30
23	51.58	10.03	15.38	14.41	0.14	5.13
24	47.38	11.18	17.47	15.95	0.14	6.04
25	55.26	9.63	14.14	15.91	0.16	3.12
26	31.92	10.60	24.89	11.53	0.08	15.09
27	42.14	15.56	19.21	12.08	0.11	8.66
28	32.50	25.22	21.10	11.57	0.10	7.51
29	34.16	29.67	19.06	11.80	0.09	2.42
30	56.45	11.41	15.31	13.25	0.15	1.35

Tabelle - III
Gewichtsprozente nach Abzug von Serpentinverunreinigung

<i>Nr.</i>	<i>Cr₂O₃</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>MgO</i>	<i>FeO</i>	<i>MnO</i>	<i>Cr₂O₃/FeO</i>
1	58.30	12.07	12.83	16.64	0.19	3.504
4	10.39	56.51	22.76	10.13	.16	1.026
5	7.96	59.52	21.61	10.74	.17	0.741
8	59.79	10.70	13.48	15.80	.20	3.784
9	51.78	18.27	14.40	15.35	.18	3.373
10	52.77	19.80	12.90	14.31	.15	3.688
11	58.58	11.46	13.99	15.84	.16	3.698
13	54.84	16.04	14.44	14.47	.17	3.790
15	57.52	13.05	13.74	15.51	.17	3.709
19	58.75	13.34	12.08	15.73	.15	3.735
21	10.25	55.14	21.58	12.87	.18	0.796
22	59.00	11.23	14.10	15.46	.19	3.816
23	59.68	11.60	11.86	16.67	.16	3.580
24	55.04	12.98	13.28	18.53	.16	2.970
25	60.08	10.47	11.97	17.30	.17	3.473
26	49.94	16.59	15.34	18.05	.12	2.767
27	52.52	19.36	13.08	15.03	.13	3.494
28	39.15	30.38	16.37	13.94	.10	2.808
29	36.98	32.12	18.01	12.77	.09	2.896
30	59.25	11.98	14.65	13.91	.15	4.260

c. In der Gruppe IV finden wir Vorkommen, welche sich in der randnahen Zone befinden und zum magmatischen Bau des Massivs quer orientiert sind. Diese sind charakterisiert durch extrem tiefen Cr-Gehalt und extrem hohen Al-Gehalt. Fe-Gehalt ist etwas grösser als Cr, aber viel tiefer als Mg, wodurch die Vorkommen in den Spinellbereich fallen (p. 60). Nach ihrer Orientierung, ihrem Chemismus und Gefüge müssen diese Vorkommen genetisch mit den Erzen der oberen Zone und mit den jüngeren Injektionstypen (Nr. 29) zusammenhängen (vgl. auch Ovalıoğlu, R., p. 47).

Tabelle - IV
Mol-Prozente berechnet aus den Gewichtsprozenten

Nr.	Cr+++	Al+++	Mg++	Fe++	$a_0(\text{\AA})^*$	RV %
1	1.492	0.461	0.619	0.449	8.205	10.5
4	0.213	1.723	.877	.219	8.124	8.2
5	0.162	1.803	.827	.230	8.123	8.2
7	—	—	—	—	—	12.9
8	1.530	0.409	.650	.428	8.308	13.0
9	1.276	.673	.669	.401	8.283	13.0
10	1.291	.724	.595	.370	8.289	10.1/11.9
11	1.496	.437	.673	.427	8.306	10.5
13	1.355	.592	.673	.378	8.280	—
14	—	—	—	—	—	13.0
15	1.456	.493	.656	.416	8.296	12.7
16	—	—	—	—	—	14.0
18	—	—	—	—	—	10.5
19	1.493	.506	.579	.423	8.306	12.5
21	0.213	1.707	.843	.282	8.173	8.0
22	1.504	0.428	.678	.417	8.304	—
23	1.532	0.446	.574	.453	8.294	12.5
24	1.407	.495	.639	.501	8.257	11.5
25	1.553	.405	.584	.474	8.320	14.0
26	1.250	.620	.725	.477	8.270	12.0
27	1.295	.712	.607	.392	8.289	9.2
28	0.907	1.051	.715	.342	8.209	12.5
29	0.845	1.097	.777	.309	8.224	10.5
30	1.494	0.451	.696	.372	8.290	13.0

* Die berechneten Fehler für a_0 variieren zwischen 0,001 - 0,003 Å.

Tabelle - V

Summen der Gewichtsprozte von ($\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$) und ($\text{MgO} + \text{FeO}$), sowie der Mol-Prozente von ($\text{Cr}^{+++} + \text{Al}^{+++}$) und ($\text{Mg}^{++} + \text{Fe}^{++}$)

Nr.	$\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{MgO} + \text{FeO}$	$\text{Cr}^{+++} + \text{Al}^{+++}$	$\text{Mg}^{++} + \text{Fe}^{++}$
1	70.37	29.47	1.953	1.068
4	66.19	32.89	1.936	1.096
5	67.48	32.35	1.965	1.057
8	70.49	29.28	1.939	1.078
9	70.05	29.75	1.949	1.070
10	72.57	27.21	2.015	0.965
11	70.04	29.83	1.933	1.100
13	70.88	28.91	1.947	1.051
15	70.57	29.25	1.949	1.072
19	72.09	27.81	1.999	1.002
21	65.39	34.45	1.920	1.125
22	70.23	29.56	1.932	1.095
23	71.28	28.53	1.978	1.027
24	68.02	31.81	1.902	1.140
25	70.55	29.27	1.958	1.058
26	66.53	33.39	1.870	1.202
27	71.88	28.11	2.007	0.999
28	69.53	30.31	1.958	1.057
29	69.10	30.78	1.942	1.086
30	71.23	28.56	1.945	1.068

MANGANVORKOMMEN

Im Untersuchungsgebiet kommen auch kleine Manganvererzungen vor, die hier kurz diskutiert werden sollen.

1. An der Ostküste der Nimara Adası, in Radiolariten der TZ.

An dieser Stelle wurde das Erz abgebaut (nach mündlicher Mitteilung der Einheimischen und nach der Karte von Kaaden & Metz 1954).

2. An der Südküste der gleichen Insel findet man kleine Vererzungen ohne wirtschaftliche Bedeutung, ebenfalls in Radiolariten. Es handelt sich hier um dünne Lagen und Linsen, welche in die Radiolarite konkordant eingelagert sind. Die Dicke der Lagen liegt im cm-Bereich. Das Erz ist makroskopisch fast dicht, nur selten hat es eine schuppenähnliche, kristalline Ausbildung mit Metallglanz. Es gibt auch knollige Anreicherungen, deren Grösse zwischen ein paar mm und 1 cm variiert. Reichlicheres Auftreten von hellen Kieselsteinlagen in der Nähe der Vererzungen ist auffallend.

Die feinrhythmische Wechsellagerung zwischen dem Erz und dem Radiolarit (von Bruchteilen eines mm bis ein paar cm) weist auf eine syngenetische Manganvererzung in den Radiolariten hin. Andererseits kommt das Manganerz auch in den zur Lagerung diskordant verlaufenden Klüften vor. In diesem Fall ist es meist gut kristallin und sehr wahrscheinlich durch eine postgenetische Umsetzung des ursprünglichen Erzes entstanden. Das primäre Erz ist Braunit, das sekundäre, welches hauptsächlich in den Klüften vorkommt, Pyrolusit (Abb. 21). Das Haupterz zeigt gleiche tektonische Deformationen wie der Radiolarit (Zerklüftung, Falten).



Abb. 21 - Feinrhythmische Wechsellagerung zwischen Radiolarit (weiss) und Manganerz (schwarz). Das ursprüngliche Erz ist Braunit, die Querrisse sind mit Pyrolusit gefüllt.

3. Drei Vorkommen in Belbaşı, knapp westlich von der Strasse.

Bei diesen Vorkommen wurde das Erz ausgebeutet. Die nördlichen zwei Vorkommen sind unbedeutend klein, während das südliche etwas grösser ist. Eine deutliche Beziehung zwischen den Radiolariten und dem Erz ist hier nicht zu beobachten, obwohl wir hier in der schmalen Randzone hauptsächlich einen Radiolarit-Split-Komplex haben. Das Erz kommt in massigen, fast dichten, hellen Kiesellagen vor und ist makroskopisch dicht.

Ein grosses Vorkommen liegt ebenfalls in den Radiolariten der TZ, 2 km südwestlich von Gölenye, bleibt aber ausserhalb des Arbeitsgebietes und wurde deshalb nicht untersucht. Es dürfte aller Wahrscheinlichkeit nach gleiche Paragenese und Mineralassoziation haben wie die Vorkommen auf der Nimara Adası.

Es wurden aus den Manganerzen Pulveraufnahmen hergestellt. Die makroskopisch dicht aussehende, mit den Radiolariten syngenetisch entstandene Varietät liess sich eindeutig als Braunit bestimmen. Die kristalline Varietät, welche sekundär in den Klüften vorkommt, entspricht röntgenographisch dem Pyrolusit am besten.

Erzmikroskopische Beobachtungen:

1. Pyrolusit, Südküste der Nimara Adası.

Farblos mit gelblichem Stich, stengelig-nadelige Ausbildung. Die Stengellänge liegt gewöhnlich unter 0,5 mm, steigt aber gelegentlich bis zu 1 mm. Häufig sind die Stengel radialstrahlig angeordnet. Die Anisotropie ist sehr deutlich, viel stärker als die des Braunitis.

2. Braunit, Belbaşı

Farblos, xenomorph, feinkörnig, selten idiomorph ausgebildet. Im letzteren Fall gibt es polygonale, dreieckige oder viereckige Schnitte (vgl. auch Geiger, Th., 1948, p. 32). Geringe, aber bei starker Beleuchtung doch deutliche Anisotropie. Innenreflexe sind nicht vorhanden.

Wir ziehen aus diesen Resultaten den Schluss, dass das primäre Manganerz, Braunit, eine synsedimentäre Bildung ist. Die Frage nach der erzbringenden Lösung kann hier nicht beantwortet werden. Wahrscheinlich stammt sie aus dem basischen submarinen Vulkanismus. Die örtliche Vergesellschaftung der manganerzführenden Radiolarite mit den Spiliten spricht dafür. (Submarine Exhalationslagerstätten nach Petraschek, W. E., 1961, p. 64.)

KUPFERVORKOMMEN

In den Radiolariten nördlich von Marmaris findet man nicht selten Quarzlinsen, welche einige m lang und bis 10 cm dick sind. Gelegentlich wurden auch Quarzstufen mit cm-grossen, mehr oder weniger idiomorphen Kristallen getroffen. Die Linsen verlaufen diskordant zu der Lagerung der Radiolarite und sind zweifellos jüngere Kluftfüllungen. Trotz der starken Tektonisierung der Radiolarite zeigt der Quarz im Dünnschliff keine undulöse Auslöschung.

In einigen von diesen Quarzlinsen wurden wenig Malachit und Cuprit getroffen und an einer Stelle (1 km nordöstlich von Eti Tepesi) zudem noch gediegenes Kupfer gefunden. Bei dieser Assoziation bildet das gediegene Kupfer die Kernpartien und wird von Cuprit verdrängt. Der äussere Ueberzug besteht aus Malachit, welcher auch in den Rissen und entlang der Korngrenzen des Quarzes auftritt.

Der Cuprit ist makroskopisch bleigrau mit Metallglanz, meist feinkörnig derb, z.T. aber idiomorph, bis 2 mm gross. Bei guter Beleuchtung erkennt man tiefrote Farbe. Im Anschliff beobachtet man scharfe, aber sehr unregelmässige Grenzen zwischen dem Cuprit und dem gediegenen Kupfer. Oft sind noch kleine Partien vom Kupfer in Cuprit enthalten.

Es ist schwierig, an dieser Stelle die Genese dieses kleinen, seltenen Kupfervorkommens zu deuten. Gediegenes Kupfer kommt zusammen mit Cuprit und Malachit (vgl. Betschkin, 1957, p. 143) in den unteren Teilen der Oxydationszone von Kupfersulfidlagerstätten vor (vgl. auch Ramdohr, P., 1960). Die Mineralparagenese würde mit diesem Typus gut übereinstimmen. Leider sind in der weiten Umgebung keine weiteren Lagerstätten bekannt.

Eine andere Möglichkeit, die der Verfasser für wahrscheinlicher hält, ist folgende: Es handelt sich bei diesem Vorkommen um eine hydrothermale Bildung. Die Radiolarite sind in diesem Raum mit Spiliten verknüpft. Die erzbringende Lösung würde in diesem Fall aus dem submarinen basischen Vulkanismus stammen. Cu-Gehalt basischer Eruptivgesteine ist ja nicht unbekannt (vgl. oben angegebene Literatur).

HAEMATITISIERUNG IM SPILIT

Am Fussweg von Beldibi nach den Häusern südlich von Eti Tepesi, 1,5 km nordwestlich von Beldibi, findet man eine Stelle im Spilit, wo eine kleine Vererzung von ein paar m Länge und 2-3 m Breite vorliegt. Reines Erz kommt in den dünnen Adern und Klüften vor, die Grundmasse ist feinkörnig, grünlich-rot. Das Erz ist makroskopisch feinkörnig mit stahlgrauer Farbe und Metallglanz. Der Strich ist rotbraun.

Im Anschliff erkennt man tafelig-nadelige Ausbildung, aber auch häufig xenomorph-körnige Aggregate. Das Erz ist deutlich anisotrop und hell bläulich-weiss. Im Dünnschliff ist es blutrot, durchscheinend, bei derben Anhäufungen jedoch opak. Das Erz dringt auch in feinste Risse des Gesteins ein. Es handelt sich also sicher um eine sekundäre Vererzung. Sehr wahrscheinlich ist es eine hydrothermale Bildung (vgl. Freund, H., 1955, p. 312). Doch sind die Untersuchungen an diesem kleinen Vorkommen unzureichend, um die Genese mit Sicherheit zu deuten.

Das Trägergestein, Spilit, ist im Uebergang zu den unvererzten Teilen grünlich gefärbt. Unter dem Mikroskop sieht man eine ganz feine, chloritische Masse mit noch erhaltenen Plagioklasrelikten, welche z.T. rekristallisiert und chloritisiert sind. In den chloritreichen Partien erkennt man Kristallumrisse, welche nach, Pyroxen aussehen. Wenig angegriffen sind die idiomorphen Apatite.

TEKTONIK

EINFÜHRUNG

Kaaden & Metz haben in ihrem Arbeitsgebiet zwei tektonische Abschnitte unterschieden, nämlich N-Abschnitt und S-Abschnitt. Die Grenzfrage zwischen beiden Abschnitten verläuft durch Karabörtlen und bleibt im Norden ausserhalb des Marmaris-Gebietes.

In einer späteren Arbeit teilte Kaaden (1959, p. 3, 9) das Peridotit-massiv in zwei grosse Einheiten ein. Er nannte den südlich der Aktaş-Aksaz-Linie bleibenden Teil «untere Einheit», den nördlichen «obere Einheit» und vertrat die Auffassung, dass es sich bei diesen Einheiten um Teile eines grossen ultrabasischen Körpers handle, welcher während des alpinen Diastrophismus entlang einer Schwächezone, sehr wahrscheinlich einer Uebergangszonen, zerschert wurde.

Kaaden (p. 10) benützte für diese Einteilung chemische Differenzen in den Chromitvorkommen als Unterlage. Innerhalb des neu bearbeiteten Gebietes sind in der «unteren Einheit» keine Chromitvorkommen bekannt, weshalb die tektonische Beschreibung nicht nach derselben Unterlage erfolgen kann.

Im folgenden werden zunächst die tektonischen Strukturen der einzelnen lithologischen Zonen beschrieben; dann wird speziell der Innenbau des Peridotit-massivs diskutiert.

Einen schnellen Ueberblick über die gesamttektonischen Verhältnisse geben die Beilagen II, III und die Gefüge-Diagramme.

TEKTONISCHE STRUKTUREN

1. Ueberschiebung der Marmornagelfluh auf das Peridotitmassiv

Im NE und auf Karabörtlen-Serie im NW (Beilage III D).

In der Nagelfluh erkennt man gute Bankung mit 10-20° nördlichem Einfallen. Man kann an den Aufschlüssen 2 km östlich von Çetibeli die Schiefstellung der auf Peridotit liegenden Nagelfluh gut beobachten. Westlich von Çetibeli liegt sie diskordant und schiefgestellt auf der Karabörtlen-Serie. Obwohl die Kontakte nicht deutlich beobachtet werden konnten, weil sie mehr oder weniger verschüttet sind, zwingen diese Aufschlussverhältnisse zu der Annahme, dass die Nagelfluh gegen S überschoben ist. Da angenommen wird, dass die Schüttung von N kommt, dürfte wohl primär mit einem diskordanten stratigraphischen Kontakt zu rechnen sein, der erst später durch Tektonik beansprucht worden ist. Der Ueberschiebungsbetrag ist sehr wahrscheinlich gering, doch können darüber keine Angaben gemacht werden, da die Aufschlüsse zum grössten Teil ausserhalb des Untersuchungsgebietes liegen.

Falten oder grosse Bruchstörungen findet man in der Nagelfluh nicht. Sie ist örtlich, vor allem in der Nähe der Ueberschiebungsfront etwas zerbrochen (vgl. auch Kaaden & Metz, p. 126).

Diese Ueberschiebung gehört zu den jüngsten tektonischen Grossvorgängen im Untersuchungsgebiet.

2. Ueberschiebung des Ula-Marmors auf die Karabörtlen-Serie

Der Kontakt zwischen diesen beiden Gesteinseinheiten ist ca. 1 km westlich von Çetibeli (Beilage III D) gut aufgeschlossen. Hier sieht man deutlich die tektonische Diskordanz zwischen dem sehr steil gegen SE fallenden Marmor und der flach liegenden Karabörtlen-Serie. Es muss allerdings darauf hingewiesen werden, dass es an dieser Stelle Marmorbänke gibt, welche in der Karabörtlen-Serie konkordant eingelagert sind und auf einen ursprünglichen stratigraphischen Zusammenhang hindeuten (p. 15). Wichtig sind die ebenfalls in derselben Umgebung gefundenen tektonischen Einschaltungen in der Karabörtlen-Serie, welche z.T. als Gabbros des ultrabasischen Massivs identifiziert werden konnten. Diese bezeugen eine starke Bewegung mit Schubrichtung aus SE bis E und zeigen, dass die Ueberschiebung jünger ist als die ultrabasische Intrusion.

Weiter südlich bei Köylük kommt die Diskordanz auch besonders deutlich zum Vorschein. Die Karabörtlen-Serie erweist hier eine komplizierte Lagerung, z.T. mit Faltungen, während der Ula-Marmor einheitlich und steil gegen SW einfällt.

3. Die Aufschiebung am Ostrande von Karabeyyurdu Dere

Entlang einer Linie, welche dem Karabeyyurdu Dere parallel verläuft, ist der ganze Gesteinskomplex der MZ auf Peridotit aufgeschoben. Anzeichen für

diese Aufschiebung findet man zwischen Taşhan und Karapınar, dann etwas nördlich von Eti Tepesi.

Südlich von Karapınar finden wir unter dem stark zerklüfteten Marmor Serpentinbrekzien. Weiter südlich, dort wo der Karabeyyurdu Dere gegen E dreht, ist ein steil gegen E fallender Kontakt zwischen dem Peridotit und dem Radiolarit - Spilit - Komplex zu beobachten. Der Marmaris - Marmor ist in diesem Raum in Linsenkörper aufgelöst und parallel zu dem Streichen der Aufschiebung boudiniert (vgl. Kaaden & Metz, p. 144). Eine ähnliche Boudinierung des Marmors treffen wir nördlich von Eti Tepesi, wo auch steiles SSE-Einfallen in flyschartigen Gesteinen gemessen wurde (vgl. p. 29 und Beilage III B).

Stärkere Serpentinisierung des Peridotits in Karabeyyurdu Dere und die Umwandlung der gabbroiden Gesteine in Rodingite hängen wahrscheinlich auch mit diesem tektonischen Vorgang zusammen.

4. Marmaris - Çetibeli - Linie

Dieser NS-verlaufenden, grossen Störungszone, welche in der vorliegenden Arbeit als Marmaris - Çetibeli - Linie bezeichnet wird, kommt besondere tektonische Bedeutung zu.

Die Linie ist vor allem topographisch gut gekennzeichnet. Ein schmales Tal zeichnet die Störung von Belbaşı aus, nordwärts, bis 2 km südlich von Çetibeli. Nachher kann man die Fortsetzung als eine schmale Mulde bis Çetibeli verfolgen. Bei Belbaşı führt ein enger Sattel gegen S nach Marmaris.

Im N, bei Çetibeli, ist der Radiolarit - Spilit - Komplex stark verschiefert und verfaltet, wobei die Faltenachsen zu der Längsrichtung der Störung parallel verlaufen und somit genetisch mit ihr zusammenhängen (vgl. D₇, p. 86). Hier soll nochmals an die starke Brekzierung des auf S. 30 beschriebenen Diopsid-Epidotfelses erinnert werden (vgl. auch Abb. 3). Unter anderem wurden in dieser Zone auch Pyroxenitblöcke (p. 34) gefunden, die aus dem angrenzenden Peridotitmassiv stammen.

An dieser Stelle muss noch einmal an die Gabbros in der Karabörtlen-Serie (p. 14) und an das einheitliche, steile Fallen des Ula - Marmors gegen SE erinnert werden.

Nach den oben erwähnten Tatsachen steht fest, dass es in diesem Raum eine gegen W - WNW gerichtete Schubbewegung gegeben haben muss. Andererseits könnte auch mit einer N - S Bewegung gerechnet werden, da die Gesteine der MZ oft in dieser Richtung boudiniert sind. Es ist aber aus den Aufschlüssen nicht deutlich ersichtlich, ob der Peridotit auf die Gesteine der MZ aufgeschoben ist (vgl. Kaaden & Metz, p. 144).

Weiter südlich, im Gebiet von Belbaşı, finden wir eine stärkere Serpentinisierung (Abb. 42) und Zerklüftung des Peridotits. Gabbroide Gesteine sind teilweise boudiniert und im Serpentin auseinandergerissen, teilweise in Rodingit um-

gewandelt. Andere Gesteine, wie Amphibolite, Quarzite, Quarz-Glimmerschiefer sind stark verschiefert und intensiv gefaltet (vgl. Beilage III, B und D₉, p. 86). Auch an dieser Stelle verlaufen die Faltenachsen mehrheitlich parallel zu der grossen Störung.

Auch hier geben die Aufschlüsse keinen klaren Einblick in das Kontaktverhältnis zwischen dem Peridotitmassiv und den Gesteinen der MZ. Wir erkennen aber eine deutliche Anpassung der schiefrigen Gesteine an das Streichen der grossen Störung.

Auch die Auflösung des Marmaris-Marmors in Linsenkörper, welche in NS-Richtung in die Länge gezogen sind sowie die Aufschiebung am Ostrand von Karabeyyurdu Dere hängen mit dieser grossen Störung zusammen.

5. Aktaş-Aksaz-Linie

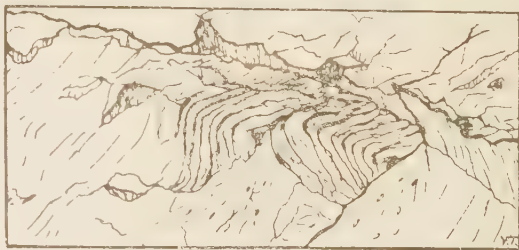
Diese ist ebenfalls eine grosse, E-W verlaufende Störungszone von gleichem Charakter wie die Marmaris-Çetibeli-Linie. Sie ist morphologisch durch eine Depression, Aksaz Beli, gut gekennzeichnet und setzt sich in östlicher Richtung ausserhalb des Arbeitsgebietes fort (Kaaden & Metz 1954, Kaaden 1959).

Zwischen Aktaş und Adağzı finden wir typische Gesteinsassoziationen der MZ mit Radiolarit-Split-Komplex, Marmaris-Marmor, Amphibolit, Quarzit und tektonischer Flyscheinschaltung. Es wurden hier auch Kalkschollen vom Turunç-Kalkhabitus getroffen (vgl. Kaaden & Metz, p. 151).

Sehr wichtig sind die Anreicherungen von Gabbros und die auffallend starke Serpentinisierung des Peridotits in Aksaz Beli. Die wichtige Tatsache, dass die gabbroiden Gesteine in den beiden grossen N-S und E-W verlaufenden Störungszonen angereichert sind, kann man vielleicht folgenderweise erklären: Diese Störungszonen stellen früh angelegte Schwächzonen im Peridotitmassiv dar, in welcher die basische Fraktion des Magmas angereichert wurde.

Es konnten in dieser Störungszone weder Lagerung noch Faltenachsen gemessen werden. Kaaden & Metz (p. 152) erwähnen E 20°N streichende Falten ohne genaue Lokalitätangabe und steiles Einfallen der Störungszone gegen N.

Ausserhalb der Aktaş-Aksaz-Linie wurde 3 km östlich von Yalancı Boğaz an der Küste eine Falte (sichtbar etwa 5 m lang) im Peridotit gefunden (Abb. 22). Die Streichrichtung dieser Falte entspricht der Längsrichtung der Aktaş-Aksaz-Linie, und es ist daher anzunehmen, dass der Peridotitkörper gegen S bewegt worden ist. Die Falte ist etwas gegen S gekippt.



2m. ca.

Abb. 22 - Falte im Peridotit, 3 km östlich von Yalancı Boğazı an der Küste. Blick gegen N.

Ueber das Alter dieser Bewegung kann nichts Sicheres gesagt werden. Da diese Richtung auch mit der Hauptfaltenrichtung in der TZ ungefähr zusammenpasst, ist es wahrscheinlich, dass diese Bewegung jünger ist als die Sedimentserie der TZ.

6. Ueber den Bau der Marmaris-Zone

An dieser Stelle wird zunächst eine zusammenfassende Beschreibung über die Bauelemente der MZ gegeben und dann die Art ihres Auftretens diskutiert.

In der Gesteinsbeschreibung wurde schon erwähnt, dass der Raum der MZ unten mit Radiolarit-Split-Komplex, oben mit massigen marmorisierten Kalken unbekannten Alters ausgefüllt ist. Der Kara Dağ, nordwestlich von Belbaşı, ist aus diesem Marmor aufgebaut, unter welchem der Radiolarit-Split-Komplex örtlich fensterartig auftaucht. Ausserhalb des Kara Dağ treffen wir den Marmor in Form von kleineren oder grösseren, schollenartigen Teilstücken auf dem Radiolarit-Split-Komplex. Stellenweise stecken diese Teilstücke keilförmig in den letzteren (Beilage III). Örtlich erscheinen sie auch in der Längsrichtung der MZ in die Länge gezogen.

Der Marmor lässt keine Lagerung erkennen. In ihm wurden auch keine Falten gefunden. Er ist aber stellenweise stark zerklüftet, zerbrochen, ja sogar brekziert (p. 17). Auch der Radiolarit-Split-Komplex ist örtlich stark tektonisiert, gefaltet und verschiefert.

Die fetzenartig und zusammenhangslos auftretenden Quarzite und Amphibolite sind mit den stark tektonisierten Randgebieten des Peridotitmassivs verbunden und sind selber auch stark deformiert, gefaltet und verschiefert.

Sicher exotisch sind in der MZ die Flysch-Blöcke sowie die wurzellos im Radiolarit-Split-Komplex steckenden Serpentin-Blöcke, von denen südlich von Belbaşı fünf kleine Vorkommen gefunden wurden (p. 30), aber auch der Granit-Block bei Beldibi Köy (p. 28).

Aus diesen Beschreibungen geht hervor, dass die MZ mit den von Gansser, A. (1959) als Colored Mélange («Ankara Mélange» Bailey's) bezeichneten, chaotischen Blockzonen in den Ophiolithgebieten des Mittleren Ostens sehr grosse Ähnlichkeit hat. Sie wird demnach als Colored Melange Zone, im Sinne Ganssers, aufgefasst. Für diese Mischformationen des Marmaris-Gebietes ist charakteristisch, dass sie in grossen Störungszonen des ultrabasischen Massivs placiert sind.

Aus den auf p. 27 angeführten Gründen kann nicht angenommen werden, dass es sich bei dem Radiolarit-Split-Komplex der MZ um eine «transgressive Furchenfazies» über Peridotit handelt (vgl. Hiessleitner, G., 1954/55, p. 43). Durch den Radiolarienfund im Schalestein (p. 19, Abb. 33) ist ja anzunehmen, dass es sich doch um eine Tiefseefazies handelt.

7. Die Bruchstörungen in der Turunç-Zone

Diese sind morphologisch durch steile Abfälle in den Turunç-Kalken gut gekennzeichnet. Entlang der Brüche sind die Gesteine mehr oder weniger stark

zerbrochen. Im allgemeinen folgen die Brüche zwei Hauptrichtungen (Beilage II), welche mit der Marmaris-Çetibeli-Linie, bzw. mit der Aktaş-Aksaz-Linie korrespondieren. Daher ist es wahrscheinlich, dass sie genetisch mit den letzteren zusammenhängen.

Die steilen Küsten, besonders die Südküste der Nimara Adası, die Umgebung von Turunç östlich von Yalancı Boğaz zeigen eine intensive Tektonisierung, was durch Zerklüftung und Brekzierung, örtlich auch durch Mylonitisierung zum Ausdruck kommt. Nach Auffassung von Kaaden & Metz (p. 155) steht diese junge Küstentektonik mit dem ägäischen Einbruch in Zusammenhang, was in unserem Gebiet sehr fraglich erscheint und auf alle Fälle nicht bewiesen werden kann.

Der Turunç-Kalk fällt mit mittlerer Neigung gegen N bis NE.

8. Die Falten

Im Arbeitsgebiet wurden mehrere Faltenachsen gemessen und auf Gefüge-Diagramme eingetragen. Sie sollen nun anhand dieser Diagramme (D) besprochen werden.

D₇: Die Falten in den Schiefeln bei Çetibeli pendeln mit flachem Fallen zwischen NNW und NE. Sie streichen also i.a. parallel zu der Längsrichtung der Marmaris-Çetibeli-Linie und stehen wahrscheinlich mit der letzteren in genetischem Zusammenhang.

Die Falten in den Radiolariten 2 km NNW von Marmaris zeigen grosse Schwankungen. An dieser Stelle wurde beobachtet, dass die Faltenachsen ein zweites Mal verbogen sind (Abb. 26). Da die Radiolarite in diesem engen Raum sehr stark zerbrochen sind, kann man die älteren Richtungen von den jüngeren kaum unterscheiden. Die Messungen an einigen verbogenen Faltenachsen ergaben den Eindruck, dass die W-WSW Richtung älter ist als die SSW. Letztere Richtung verläuft parallel zu der Marmaris-Çetibeli-Linie. Mehrheitlich fallen hier die Falten flach gegen W-WSW.

D₈: Die Falten in den Quarziten und Quarz-Glimmerschiefeln NNW von Altınsivrisi Tepe schwanken mehrheitlich zwischen NE-E. Es kommen auch E-SE streichende, steil gegen SE einfallende Falten vor. Im allgemeinen zeigen sie aber ziemlich grosse Streuung.

Dagegen zeigen die Faltenachsen westlich von Altınsivrisi Tepe eine deutliche Konzentration in zwei Hauptrichtungen, nämlich in SSW und SE. Es wurde hier beobachtet, dass die SE streichenden Falten durch die SSW streichenden geschnitten werden. Demnach ist die erste Richtung älter als die zweite, welche zu der Längsrichtung der MZ, somit auch zum Streichen der Aufschiebung am Ostrande des Karabeyyurdu Dere, parallel ist.

Die Falten in den Quarziten 1 km nördlich von Gölenye an der Küste fallen flach gegen NNE.

D₉: zeigt die Faltenachsen in den Quarz-Glimmerschiefeln und teils in Chlorit-Amphibolitschiefeln bei Belbaşı. Ältere und jüngere Richtungen zu unter-

scheiden, war in diesen intensiv gefalteten Gesteinen nicht möglich. Man sieht aber auf dem Diagramm, dass die Falten mehrheitlich in Richtung der grossen Störung streichen.

D₁₀: Alle gemessenen Faltenachsen der TZ sind auf diesem Diagramm dargestellt. Mehrheitlich wurden sie in den Kalken, dann in der Flyschserie, selten auch in den Radiolariten gemessen. Die Hornsteinlagen sind stets mitgefaltet (Abb. 24). Ueber die Faltentypen der TZ geben Abb. 24, 25, 29 einen Eindruck.

Die Faltungsintensität ist nicht überall gleich. Wir finden gewisse Teile mit intensiver Faltung; das sind die Südspitze der Keçi Adası, Südostrand der Turunç-Bucht und das Küstengebiet 1 km nördlich von Turunç.

Die Falten zeigen keine grosse Streuung. Sie streichen WNW bis NNW mit mittlerer bis flacher Neigung gegen NW. Untergeordnet kommen auch Falten vor, die gleiches Streichen, aber entgegengesetztes Fallen haben. Diese fast einheitliche Faltenrichtung stimmt mit der Richtung der Antiklinale, welche 10 km südwestlich von Turunç bei Bayır aufgeschlossen ist, überein (Kaaden & Metz p. 146). Auf einen wahrscheinlichen Zusammenhang zwischen dieser Richtung und der Aktaş-Aksaz-Linie wurde auf p. 79 hingewiesen.

Den oben beschriebenen Beobachtungen nach kann gesagt werden, dass es in der Marmaris-Zone mindestens zwei Faltungsphasen gibt. Eine Hauptfaltungsrichtung streicht ungefähr in der Richtung der grossen Störungen (der Marmaris-Çetibeli-Linie und der Aufschiebung am Ostrande des Karabeyyurdu Dere) und scheint jünger zu sein als die dazu diskordant verlaufenden Richtungen. In der Turunç-Zone dagegen kann die Faltungsrichtung mehr oder weniger als einheitlich betrachtet werden.

9. Ueber den Innenbau des Peridotitmassivs.

Das grosse ultrabasische Massiv ist nach Kaaden & Metz (p. 158, 162) in Linsenkörper zerschert, wobei die Linsenachsen NE-Streichen haben. Die beiden Autoren weisen darauf hin, dass nur in den inneren Anteilen der Peridotite noch ursprüngliches Lagengefüge erhalten geblieben ist.

Abgesehen von kleinen Teilstücken westlich von der Marmaris-Çetibeli-Linie und südlich von der Aktaş-Aksaz-Linie (hängt noch unmittelbar mit dem Hauptteil zusammen) kann das Peridotitmassiv innerhalb des Untersuchungsgebietes als einheitlich betrachtet werden.

Im westlichen Teil wurden keine primären Gefügespuren erkannt. Dagegen ist das Lagengefüge östlich von der Marmaris-Çetibeli-Linie noch gut erhalten und wurde untersucht (Beilagen II, D₁₁).

Zur inneren Zonengliederung des Peridotitmassivs

Hiessleitner, G. (1951/52) unterscheidet in den Peridotitgebieten der Bal-kanhalbinsel eine «Basale Zone» (dunitreich, massig, mit Derberz und idiomorph körnigem Erz), eine «mittlere gebankte Zone» (Peridotite mit charakteristischer

magmatischer Abkühlungsbankung, häufigen Einschaltungen von Pyroxenitlagen) und eine «Hangendzone», für welche das Auftreten der basischen Nachschübe charakteristisch ist.

Es ist nicht sehr einfach, im Peridotitmassiv des Marmaris-Gebietes diese Zonen zu erkennen. Vor allem sind die Umstellung und die Zerstörung des Lagenbaues durch Tektonik für diese Schwierigkeit verantwortlich.

Für die Erkennung dieser Zonen kann man aber auch von den Chromitvorkommen Gebrauch machen, deren primäres Gefüge und Chemismus je nach der Stellung im Massiv, allerdings mit Uebergängen, variieren (vgl. p. 69 und Borchert, H., 1958).

Nach den tektonischen und petrographischen Kriterien erkennen wir im Untersuchungsgebiet eine «mittlere gebankte Zone» und eine «obere Zone» (Hangendzone). Die magmatische Bankung, Pyroxenitlagen und die Knollenerze sind typisch für die erstere. In der oberen Zone die Bankung undeutlich, und es treten gabbroide Nachschübe (p. 40) sowie stellenweise grössere Dunitkörper auf. Die Knollenbildung fehlt in der Regel; das Erz wird feinkörniger und Cr-ärmer. Anzeichen für die Basiszone finden wir östlich von Taşhan am Kocaalan Dere (Auftreten von Derberzen, teils grobkristalline und idiomorphe Ausbildung der Chromite, höherer Cr-Gehalt). Die Basiszone liegt im ganzen wahrscheinlich unter dem Meeresniveau.

Magmatische Bankung

An vielen Aufschlüssen (südlich von Çetibeli an der Strasse nach Marmaris, nördlich von Topan Dere, nördlich und westlich von Sarıdüz Tepe, südlich von Cr Nr. 25 und 26) kann man in den Peridotiten eine deutliche Bankung beobachten, welche eine ungefähr gleichbleibende und im Durchschnitt ca. 50 cm messende Bankdicke aufweist. Nicht selten trifft man dazu eine intensive Zerklüftung etwa senkrecht zur Bankung.

Auf D₁₁ ist deutlich ersichtlich, dass das Massiv im grossen Ganzen einen flachen gegen E-SE gerichteten Lagenbau hat. Es fällt auf, dass die Bankung im südlichen Teil steiler wird.

Önay, T., (1950) beobachtete in der Umgebung von Karasu Dere Lagenbau, der mit den neuen Beobachtungen in anderen Teilen des Massivs gut übereinstimmt.

Wichtige Anzeichen für die magmatische Bankung sind die Pyroxenitlagen, welche mit Peridotiten in Wechsellagerung auftreten (Abb. 41). Die Aufschlüsse waren aber nur selten günstig, um an diesen Pyroxenitlagen das Einfallen zu messen. Südlich von Çetibeli, an der Strasse, fallen sie flach gegen E-ENE.

Der Lagenbau des Peridotitmassivs wurde tektonisch stark gestört. Wie aus folgenden Beschreibungen hervorgeht, kann zwischen der tektonischen Durchbewegung in einem noch nicht ganz erstarrten Stadium des Massivs und der postgenetischen Tektonisierung unterschieden werden.

Es wurde bereits erwähnt, dass das Einfallen der Bankung mit örtlich schwankenden Richtungen gegen S steiler wird. Hierbei soll nochmals an die grossen N-S und E-W verlaufenden Störungen (p. 77, 78), an die Faltung und Brekzierung des Peridotits an der S-Küste sowie an die Deformation des Erzbandes bei Nr. 25 (Abb. 14) erinnert werden.



Abb. 23 - Auffallende Deformation im Peridotitmassiv, sichtbar an gefalteten Pyroxenitlagen (py), 3 km nordöstlich von Marmaris (nach einer Photographie gezeichnet). Blick nach N.

Nach Önay, T., (1950) widerspiegeln die heutigen Täler i.a. die Störungsrichtungen im Massiv. Nach eigenen Beobachtungen kann diese Auffassung bestätigt werden. Klare Beispiele dafür bieten Karabeyyurdu Dere und der Nebenfluss von Kocaalan Dere zwischen Karapınar und Belbaşı (siehe Tekt. Karte).

Die Klüftung des Peridotitmassivs ist unten gesondert behandelt.

Bei Cr Nr. 26 sind die Pyroxenitlagen deutlich gefaltet (Abb. 23). Es wurden hier auch 1-2 m lange, zueinander parallel verlaufende Pyroxenitsehlieren beobachtet, welche ebenfalls verbogen sind.

Unter dem Mikroskop erkennt man stark undulös auslöschende, verbogene Pyroxenitkristalle, die teils auch zerschert sind. In diesen Pyroxeniten fallen die Olivine durch sehr starke undulöse Auslöschung mit paralleler Felderteilung (vgl. p. 35) auf, was nach Chudoba & Frechen eine Folge der plastischen Verformung des Olivins ist.

Aus diesen Beschreibungen geht hervor, dass es sich bei der erwähnten Faltung wahrscheinlich teilweise um eine plastische Deformation handelt, welche noch in einem halberstarrten Stadium der Pyroxenite stattgefunden haben muss. Da die Pyroxenite sehr grobkristallin sind, muss ja ihre Abkühlung in einem relativ grossen Zeitraum erfolgt sein. Die teilweise Zerschierung der Pyroxenitkristalle zeigt andererseits, dass diese Gesteine auch postgenetische tektonische Beanspruchung erlitten haben.

Schwache Biegungen an den Pyroxenitlagen kommen auch an andern Orten vor. Die plastische Verformung des Olivins im Sinne Chudobas trifft man häufig im Peridotitmassiv (p. 35).

Auch die Bildung von Knollenerz wird als ein wichtiges Anzeichen dafür betrachtet, dass das Massiv im halberstarrten Stadium magmatisch-tektonisch durchbewegt wurde (vgl. p. 62).

Tektonische Durchbewegung der Peridotitmassive des alpinen Orogengürtels, in einem noch nicht ganz erstarrten Stadium, wird auch von verschiedenen anderen Autoren beschrieben (Borchert, H., 1963, p. 175; Grçev, K., 1963, p. 101, 104).

10. Die Klüftung im Peridotitmassiv

In vielen Peridotitmassiven (bezw. Serpentinmassiven) der Erde ist die Klüftung so intensiv und kompliziert, dass ihre gefügekundliche Untersuchung meist nicht vielversprechend ist und als unzweckmässig betrachtet wird.

Borchert, H., (1960a) stellte fest, dass in den Peridotiten des Yeşilova-Burdur-Gebietes zwischen der magmatischen Bankung und der Klüftung gesetzmässige Beziehungen existieren. Für die Klüfte sind dort steilere Fallwinkel charakteristisch, während die magmatische Bankung flacheres Fallen hat.

Das Peridotitmassiv des Marmaris-Gebietes ist fast überall zerklüftet. Die Intensität der Klüftung nimmt allgemein in der Umgebung der grossen Störungszonen zu.

Es kann zwischen den Querklüften (Q), welche zu der magmatischen Bankung mehr oder weniger senkrecht streichen, den Längsklüften (L), welche mit der magmatischen Bankung meist einen kleinen Winkel einschliessen oder teils zu der letzteren parallel streichen und den Diagonalklüften (F), welche zwischen Q und L streichen, unterschieden werden.

Es wurden an zahlreichen Aufschlüssen Klufthmessungen gemacht, und für die Auswertungen wurden die Messwerte auf den Gefüge-Diagrammen (D_1, D_6 , p. 85) eingetragen.

D_1 : In der Umgebung von Cr Nr. 3, etwas südlich von Çetibeli, fallen die Klüfte mehrheitlich steil gegen ESE und schliessen mit der örtlichen flachen magmatischen Bankung einen kleinen Winkel ein, teils streichen sie fast parallel zur Bankung. Sie sind demnach Längsklüfte. Andere, wenige Klüfte lassen sich als Querklüfte charakterisieren. Wichtig ist, hier festzuhalten, dass die Klüfte gegenüber der Bankung viel grösseren Fallwinkel haben. Ausserdem kann man die Klufflächen durch eher unregelmässigen Verlauf von der Bankung unterscheiden.

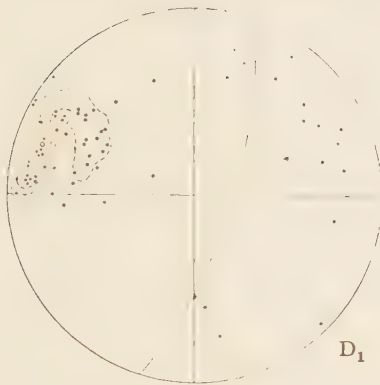
D_2 : Wir finden in der Umgebung von Cr Nr. 30 zwei Hauptrichtungen, welche aufeinander ungefähr senkrecht stehen. Die erste Hauptrichtung kennzeichnet die Längsklüfte, die zweite teils Querklüfte, teils Diagonalklüfte. Auch hier sind die Klüfte hauptsächlich sehr steil, bis fast vertikal.

D_3 : Die Klüfte in der Umgebung von Cr Nr. 1 zeigen zwar grosse Streuung, aber man erkennt auf dem Diagramm zwei Maxima. Eine sehr steile, bis fast vertikale, gegen SE gerichtete (Längsklüfte) und eine steil gegen ENE gerichtete (Diagonalklüfte) Fallrichtung der Klüfte.

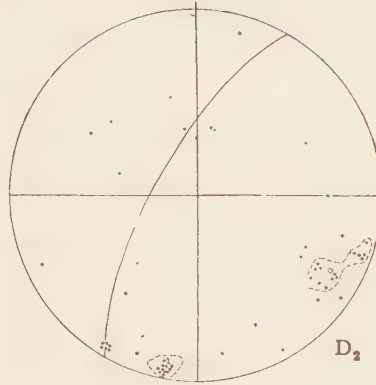
Hier muss noch erwähnt werden, dass die Gegend stark tektonisiert ist, was die Unterscheidung der Bankungsflächen von den Klüften sehr erschwert.

D_4 : Dieses Diagramm zeigt die Klüfte im Dunitkörper bei Cr Nr. 25. Wir erkennen darauf zwei Hauptrichtungen, eine NW-SE und eine E-W streichend. Im Dunitkörper wurde keine magmatische Bankung beobachtet. Das Erzband (Abb. 14) fällt mit 25° gegen NW.

Gefüge - Diagramme *



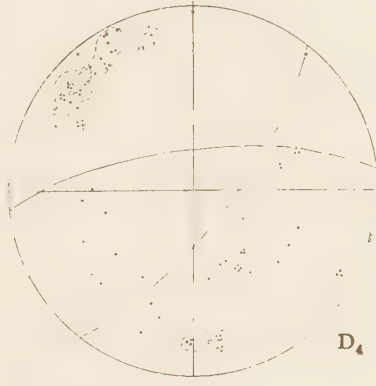
D₁



D₂



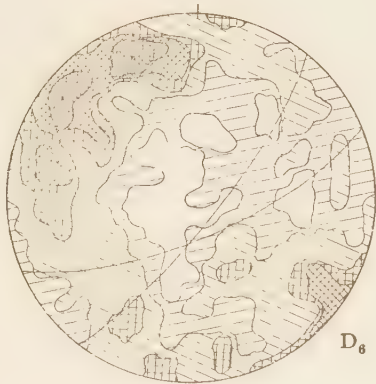
D₃



D₄



D₅



D₆

Klüftung im Peridotitmassiv

- D₁ : In der Umgebung von Cr. Nr. 3, 66 Messungen
- D₂ : In der Umgebung von Cr. Nr. 30, 60 Messungen
- D₃ : In der Umgebung von Cr. Nr. 1, 206 Messungen (1, 2, 4, 5 %)
- D₄ : Bei Cr. Nr. 25 (nur im Dunit gemessen), 85 Messungen
- D₅ : Zwischen Marmaris und Aktaş, 236 Messungen
- D₆ : Sammeldiagramm der Klüfte, 653 Messungen (0, 5, 1, 4, 5 %)

* Für die Darstellung der Diagramme wurde Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel, benützt.

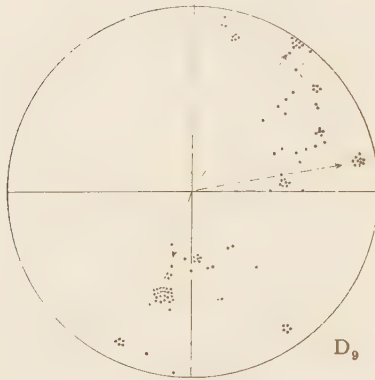
Auf Klüftdiagrammen und auf D₁₁ wurden die Flächenpole dargestellt.



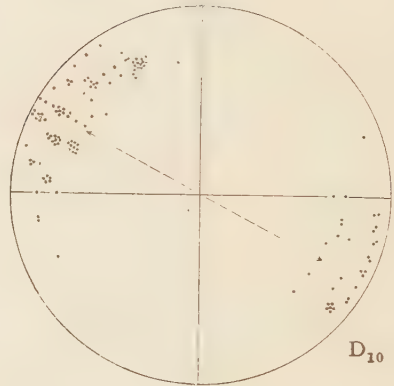
D₇



D₈



D₉



D₁₀



D₁₁

- D₇ : Faltenachsen in den Radiolariten (MZ); ○ 2 km NNW von Marmaris Δ bei Çetibeli
D₈ : Faltenachsen in den Quarziten (MZ); ● NNW-, Δ W von Altınsivrisi Tepe.
D₉ : Faltenachsen in den Quarziten bei Belbaşı (MZ)
D₁₀ : Faltenachsen in der Turunç-Zone; z.H. in den Kalken und in der Flysch-Serie, selten in den Radiolariten gemessen.
D₁₁ : Magmatische Bankung im Peridotitmassiv; ○ N von Kocaalan Dere, ● S von Kocaalan Dere bis zur Linie Belbaşı-Balan Dağı, + S von der Linie Belbaşı-Balan Dağı

D₅: Auch auf diesem Diagramm zeigen die Klüfte grosse Streuung, aber auch ein deutliches Maximum mit steiler, gegen ESE-SSE gerichteter Fallrichtung. Auch in dieser Gegend (an der Küste zwischen Marmaris und Aktaş), welche in der grossen EW verlaufenden Störungszone liegt, ist die Tektonisierung sehr stark und die Unterscheidung des ursprünglichen Lagengefüges von den Klüften sehr schwierig. Da das Maximum mit der nordöstlich dieser Stelle beobachteten Bankung ungefähr zusammenfällt, sind wahrscheinlich in den Messungen auch Bankungsflächen enthalten.

D₆: Auf diesem Diagramm sind alle Klufbmessungen zusammengestellt. Trotz grosser Streuung erkennen wir darauf Maxima, welche die Längsklüfte und Querklüfte kennzeichnen, bezogen auf das Allgemeinstreichen des Peridotitmassivs mit E-SSE-Fallen. Weit verbreitet sind die Diagonalklüfte. Im allgemeinen ist das sehr starke Einfallen für die Klüfte charakteristisch.

In bezug auf die Grösse des Massivs sind diese Untersuchungen unzureichend, um aus ihnen sichere Schlüsse zu ziehen. Sie können als ein Versuch ausgewertet werden, doch ist es befriedigend, dass die Resultate mit den von Borchert, H. (1960a) festgestellten Gesetzmässigkeiten gut übereinstimmen.

Die in der vorliegenden Arbeit festgestellten Baurichtungen des Peridotitmassivs passen mehr oder weniger gut zum allgemeinen Rahmen des westtaurischen Gebirgsbaues im Dreieckgebiet mit Bodrum, Afyon und Antalya an den Ecken. In diesem Dreieckgebiet streichen die Falten parallel zum Südostrand des Menderes Massivs (NE gerichtet). Auch der grosse Peridotitgürtel des gleichen Gebietes scheint eine NE gerichtete Längsrichtung zu haben. Westlich von Muğla biegt der Südrand des Menderes Massivs nach NW. Mit diesem NW-Biegen steht wahrscheinlich das NW-Streichen der Falten im Süden, in der TZ, im Zusammenhang. Im Peridotitmassiv des Untersuchungsgebietes sind zwei wichtige Störungsrichtungen besonders hervorzuheben. Eine, zum Streichen der magmatischen Bankung mehr oder weniger parallel verlaufende und eine darauf ungefähr senkrechte Richtung. Auf der tektonischen Karte ist ersichtlich, dass die Täler i. a. diesen zwei Hauptrichtungen folgen und sie deutlich zum Ausdruck bringen.

L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- ARNI, P. (1942) : Materialien zur Altersfrage der Ophiolithe Anatoliens. *M.T.A. Mecm.* Nr. 3/28.
- BAILEY, E.B. & McCALLIAN, W.J. (1953) : Serpentine lavas, the Ankara Mélange and the Anatolian thrust. *Transac. Roy. Soc. Edinb.* 62, 2, Nr. 11.
- BATTEY, M.H. (1956) : The Petrogenesis of a spilitic rock series from N. Zealand. *Geol. Mag.*, Vol. 93.
- BETECHTIN, A.G. (1957) : Lehrbuch der speziellen Mineralogie. (Berlin).
- BILGRAMI, S.A. (1960) : Mineralogy and petrology of a rodingite dyke. *Amer. Miner.*, 45.
- BLUMENTHAL, M. (1963) : Structure du Taurus Sud-Anatolien. *Soc. géol. de France*, Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot.
- (1946) : Die neue geol. Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch-tektonischen Grundzüge. *Eclog. geol. Helv.*, Vol. 39.
- BOLLI, H. (1944) : Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. *Eclog. geol. Helv.*, Vol. 37.
- BORCHERT, H. (1958) : Die Chrom- und Kupfererzlagerstätten des initialen ophiolithischen Magmatismus in der Türkei. *Veröffentl. M.T.A.*, Nr. 102, Ankara.
- (1960a) : Die Chromitvorkommen in der Umgebung von Yeşilova-Burdur. *Veröffentl. M.T.A.*, Nr. 105, Ankara.
- (1960b) : Die Chromitvorkommen im Peridotitmassiv westlich von Acıpayam-Denizli. *Veröffentl. M.T.A.*, Nr. 106, Ankara.
- (1961) : Türkiye krom cevheri yataklarında yapılan etüdlerden öğrendiklerimiz. *M.T.A. Bull.* Nr. 56, Ankara.
- (1963) : Principles of the genesis and enrichment of chromite ore deposits. *OECD*, Athens.
- BURRI, C. & NIGGLI, P. (1945) : Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens; erster Hauptteil: Die Ophiolithe. Zürich.
- CHALLIS, G.A. (1965) : The origin of New-Zealand ultramafic intrusions. *Journal of Petrology*, 6/2.
- (1965) : The high-temperature contact metamorphism at the Red Hills ultramafic intrusion-Wairau Valley-. New-Zealand. *Journal of Petrology*, 6/3.
- CHUDOBA, K.F. & FRECHEN, J. (1958) : Ueber die plastische Verformung von Olivin. *Neues Jb. f. Min. Abh.*, 81/1.
- CLARK, G.L. & ABDE, Ally (1932) : X-ray examinations of chrome ores. *Amer. Miner.*, Vol. 17.
- ÇOĞULU, E. & VUAGNAT, M. (1965) : Sur l'existence des rodingites dans les serpentinites des environs de Mihalicçık (Vilâyet Eskişehir, Turquie). *Schweiz. min.-petr. Mitt.*, 45/1.
- COLIN, Hans J. (1962) : Geologische Untersuchungen im Raume Fethiye-Antalya-Kaş-Finike, SW-Anatolien. *M.T.A. Bull.*, Nr. 59.

- DAL VESCO, E. (1953) : Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico. *Diss., Zürich. Schweiz. Miner. Pet. Mitt.*, 33/2.
- DONATH, M. (1962) : Chrom. Die metallischen Rohstoffe. Bd. 14, Stuttgart.
- DUBERTRET, L. (1953) : Géologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay. *Notes et mém. sur le Moyen Orient*, Paris, 6.
- EGERAN, N. (1945) : Contribution apportée aux connaissances sur la tectonique alpine par les études géologiques et tectoniques effectuées récemment en Turquie. *M.T.A. Mecm.* Nr. 2/34, Ankara.
- ERENTÖZ, C. (1956) : A general review of the geology of Turkey. *M.T.A. Bull.* Nr. 48, Ankara.
- FORSTER, J.F. & GRAFENAUER, S. (1958) : Diskussion zur Arbeit von H. Krause «Erzmikroskopische Untersuchungen an türkischen Chromiten». *Neues Jb. Miner. Abh.*, 92/2.
- FREUND, H. (1955) : Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Bd. IV, Teil I, Umschau Verlag, Frankfurt a.M.
- GANSSER, A. (1955) : New aspects of the geology of Central Iran. *IV. World Petrol. Congr.*, Rome 1/A/5.
- (1959) : Ausseralpine Ophiolithprobleme. *Eclog. Geol. Helv.*, 52/2.
- GEIGER, Th. (1948) : Manganerze in den Radiolariten Graubündens. *Beitr. z. Geol. der Schweiz, Geotech.*, Serie, Lief. 27.
- GÖKSU, E. (1956) : Ueber die Genese u. Geologie der türkischen Bauxite. *Berg- und Hüttenm. Monatshefte*, Bd. 101/2, Leoben.
- GRCEV, K. (1963) : Application of petrological methods in exploration for concealed chromite ore bodies in the Ljuboten peridotite massif, Yugoslavia. *OECD*, Athens.
- HEIM, A. & GANSSER, A. (1939) : Central Himalaya. *Denkschr. schweiz. naturf. Ges.*, Zürich.
- HENRY, N.F.M. u.a. (1961) : The Interpretation of X-ray diffraction photographs.
- HESS, H.H. (1960) : Stillwater igneous complex, Montana. *Geol. soc. Amer.*, Mem. 80.
- (1955) : Serpentes, orogeny and epirogeny. *Geol. Soc. Amer.*, Spec. paper, 62.
- HIESSLEITNER, G. (1951/52) : Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. *Jb. der Geol. Bundesanstalt*, Sonderbd. 1.
- (1954/55) : Neue Beiträge zur Geologie chromerzführender Peridotitserpentine des südanatolischen Taurus. *M.T.A. Bull.*, 46/47, Ankara.
- JACKSON, E.D. (1961) : Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater-complex, Montana. *Geol. Survey, Amer.*, Profes. Paper 358.
- (1963) : Primary features of stratiform chromite deposits. *OECD*, Athens.
- JANCOVIC, A.S. (1963) : Prospecting for chromite deposits in Yugoslavia. *OECD*, Athens.
- KAADEN, van der, G. (1953) : Gutachten über die Geologie und Chromitlagerstätten von blockiertem Gebiet nördlich Gürleyik Köy (Muğla). *M.T.A. Rapp.* no. 2039 (unveröffentl.), Ankara.
- (1959) : On relationship between the composition of chromites and their tectonic-magmatic position in peridotite bodies in the SW of Turkey. *M.T.A. Bull.* Nr. 52, Ankara.
- & METZ, K. (1954) : Beiträge zur Geologie des Raumes zwischen Datça-Muğla-Dalaman Çay (SW-Anatolien). *Bull. Geol. Soc. Turkey*, Ankara.
- KETİN, İ. (1959) : The orogenic evolution of Turkey. *M.T.A. Bull.* Nr. 53, Ankara.

- KETİN, I. (1966) : Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). *M.T.A. Bull.* Nr. 66., Ankara.
- KLEBER, W. (1959) : Einführung in die Kristallographie, Berlin.
- KNORRING, O., von, (1951) : A new occurrence of uvarovite from northern Karelia in Finland. *Min. Mag.*, vol. 29.
- KRAUSE, H. (1958) : Erzmikroskopische Untersuchungen an türkischen Chromiten. *Neues Jb. für Min. Abh.*, Bd. 90.
- (1959) : Erwiderung auf den Diskussionsbeitrag von I.F. Forster und S. Grafenauer. *Neues Jb. Min. Abh.*, 92/3.
- KÜNDIG, E. (1956) : The position in time and space of the ophiolites with relation to orogenic metamorphism. *Geol. Mijnb.*, 4 (N.S.)
- (1956) : Geology and ophiolite problems of E-Celebes. *Verh. Kon. Ned. Mijnb. Gen.* 16, Gedenkboek Brouwer.
- (1959) : Eu-geosynclines as potential oil habitats. *V. World Petrol. Congr.*, New York.
- LAUDER, R. W. (1965) : The geology of Dun Mnts. Nelson, New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics*, Vol. 8, Nr. 3.
- MAYER, V. (1960) : Rodingit von Cap Bassit (NW-Syrien). *N. Jb. Min. Mb.* 4.
- MOORHOUSE, W. W. (1959) : The study of rocks in thin section. New York.
- NEBERT, K. (1959a) : Beobachtungen über die Serpentinisierung ultrabasischer und basischer Gesteinsmassen. *M.T.A. Bull.* Nr. 52, Ankara.
- (1959b) : Die Kieselbildungen des simischen Magmatismus in Anatolien. *M.T.A. Bull.*, Nr. 53, Ankara.
- ÖNAY, T. (1950) : Aksaz krom madeni hakkında mufassal rapor. *M.T.A. Rapp.* Nr. 1838 (unveröffentl.), Ankara.
- (1951) : Üçköprü kromit zuhuru ile civarındaki diğer kromit zuhurları maden jeolojisi preliminar raporu. *M.T.A. Rapp.* Nr. 1935 (unveröffentl.), Ankara.
- OVALIOĞLU, R. (1963) : Die Chromerzlagerstätten des Pozanti-Reviere und ihre ophiolithischen Muttergesteine. *M.T.A. Veröffentl.* Nr. 114, Ankara.
- PANAGOS, A. (1965) : Sübole eis ten meleten ton ellenikon kromiton, Atina (griechisch, mit einer deutschen Zusammenf.)
- & OTTEMANN, J. (1966) : Chemical differentiation of chromite grains in the nodular-chromite from Rodiani (Greece). *Mineralium Deposita*, 1.
- PARÉJAS, E. (1940) : La tectonique transversale de la Turquie. *Publ. de l'Inst. de Géol. de l'Université d'Istanbul*, Nouv. Sér. Nr. 8.
- PAVONI, N. (1961) : Die nordanatolische Horizontalverschiebung. *Geol. Rds.* 51.
- PEYVE, A.V. (1961) : Tectonics and magmatic phenomena. *Izvestiya of the USSR, Geol.*, Ser. Nr. 3.
- PETRASCHECK, W.E. (1954/55) : Beziehungen zwischen der Anatolischen und der Südost-europäischen Metallprovinz. *M.T.A. Bull.* Nr. 46/47, Ankara.
- (1958) : Zur Geologie der chromitführenden Ophiolithe der Osttürkei. *M.T.A. Bull.* Nr. 50, Ankara.
- (1959) : Intrusiver und extrusiver Peridotitmagmatismus im alpinotypen Bereich. *Geol. Rds.*, Bd. 48.
- (1961) : Lagerstättenlehre. 2. Aufl., Springer-Verlag, Wien.

- PHILIPPSON, A. (1915) Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. *Petermanns Mitteilg.*, Heft 5.
- (1918) : Kleinasien, Handbuch der regionalen Geologie. Bd. V, 2, Heft 22.
- RAMDOHR, P. (1960) : Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. *Akademie-Verlag*, Berlin.
- RICHTER, M. (1966) : Ueber Zusammenhänge der Gebirge im östlichen Mittelmeer. *N. Jb. f. Geol. u. Paläont. Mh.* 2.
- RITTMANN, A. (1959) : Zur Herkunft der Magmen. *Geol. Rds.* 48.
- ROST, F. (1959) : Probleme ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten. *Freiberger Forschungshefte*, C 58.
- ROSLER, H.J. (1960) : Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. *Freiberger Forschungshefte*, C 92.
- SOLDATOS, K. (1961) : Die jungen Vulkanite der griechischen Rhodopen und ihre provinziellen Verhältnisse. *Diss. ETH, Schweizer Spiegel Verlag*, Zürich.
- SCHMIDT, W.J. (1956a) Bau und Entstehung zentralanatolischer Chromitlagerstätten. *Berg- und Hüttenm.* Mh. 101, H 1, Leoben.
- (1956b) : Gesetzmässigkeiten zentralanatolischer Chromitlagerstätten. *Zts. Deutsch. Geol. Ges.* 107.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1958) : Die Erzlagerstätten der Erde. Bd. I, Stuttgart.
- SCHÜRMANN, H.M.E. (1956) : Beiträge zur Glaukophanfrage. *N. Jb. Min. Abh.* 89.
- TAHLAWI, M.R. (1965) : Geologie und Petrographie des nordöstlichen Comerseegebietes. Zürich.
- TATAR, Y. (1964) : Geologische Untersuchungen im Gebiet des nordwestlichen Hanges vom Silsersee (Kant. Graubünden). Semesterarbeit an der Universität Zürich (unveröffentl.).
- THAYER, T.P. (1963) : Geologic features of podiform chromite deposits. *OECD*, Athens.
- TRÖGER, W.E. (1935) : Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. *Deutsch. Min. Ges.*
- TURNER, F. & VERHOOGEN, J. (1960) : Igneous and metamorphic petrology. London.
- VUAGNAT, M. (1946) : Sur quelques diabases suisses. Contribution du problème des spilites et des pillow lavas. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 26.
- (1965) : Remarques sur une inclusion rodingitique de l'Alpe Champatsch. *Ecl. Geol. Helv.* 58/1.
- WIJKERSLOOTH, P., de (1942) : Die Chromerzprovinzen der Türkei und des Balkans und ihr Verhalten zur Grosstektonik dieser Länder. *M.T.A. Mecm.* Nr. 1/26, Ankara.
- (1945) : Die hydrothermalen Umwandlungen des Chromites als Begleiterscheinung der Magnesitbildung in Westanatolien. *M.T.A. Mecm.* Nr. 2/34.
- (1946) : Die Metamorphose des anatolischen Chromerzes und ihre Abhängigkeit von den magmatischen Ereignissen. *M.T.A. Veröff. Ser. B*, Nr. 10.
- (1957) : Ueber Deformationsstrukturen an frühmagmatischen Chromitkonzentrationen während der Erstarrung der ultrabasischen Intrusionsmasse. *N. Jb. Min. Abh.* 91.
- WIPPERN, J. (1965) : Die Ausgangsgesteine für die Bauxitbildung. *M.T.A. Bull.* Nr. 64.
- ZACHOS, K. (1953) : Mineralisation of the Greek serpentines. *OECD*, Athens.

LEBENS LAUF

Am 2. Dezember 1938 wurde ich, Yusuf Tatar, als Sohn von Süleyman Tatar in Yuva (Kreisstadt Gürün/Türkei) geboren. Die Volksschule besuchte ich in meinem Heimatdorf Yuva von 1945 bis 1950. Im Jahre 1953 trat ich in die Sekundarschule in Gürün ein. Nach der zweiten Klasse bestand ich 1955 eine Prüfung zur Erlangung des staatlichen Stipendiums für den vierjährigen Rest der Mittelschulzeit. Darauf wurde ich von der Regierung in die Stadt Kayseri geschickt, wo ich nach einem Jahr zunächst die Sekundarschule absolvierte. Im Sommer 1959 verliess ich die Mittelschule von Kayseri mit einem Maturitätszeugnis von der Naturwissenschaftlichen Abteilung. Im Herbst des gleichen Jahres bestand ich die Ausleseprüfung des M.T.A. Enstitüsü, was mir das Geologie-Studium im Ausland finanziell ermöglichte. Nach etwa einjähriger Zeit in Oesterreich, wo ich mich mit der Erlernung der deutschen Sprache befasste, kam ich im Herbst 1960 nach Zürich und immatrikulierte mich an der Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich. Während meines Studiums besuchte ich an der Universität Zürich und an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Vorlesungen und Uebungen der folgenden Dozenten: PD H.U. BAMBAUER, Prof. Dr. W.F. BERG, Prof. Dr. C. BURRI, Prof. Dr. E. DAL VESCO, Prof. Dr. A. GANSSER, Prof. Dr. F. GASSMANN, Prof. Dr. M. GRUENENFELDER, Prof. Dr. E. HADORN, Prof. Dr. R. HANTKE, PD Dr. H. JAECKLI, Prof. Dr. F. KOBOLD, Prof. Dr. E. KUHN-SCHNYDER, Prof. Dr. F. LAVES, Prof. Dr. W. LEUPOLD, Dr. H. NISSEN, Prof. Dr. R. L. PARKER, Prof. Dr. F. de QUERVAIN, Prof. Dr. E. SCHUMACHER, Prof. Dr. H. STAUB, Dr. V. STREIFF, Prof. Dr. R. TRUEMPY, Prof. Dr. Verena MEYER, Prof. Dr. B. van der WAERDEN, Prof. Dr. M. WEIBEL, PD Dr. B. ZIEGLER.

Nach Vorexamen in Mathematik (propädeutisches Fach), Paläontologie (II. Nebenfach) und Petrographie (I. Nebenfach) machte ich eine Semesterarbeit im Umfang einer Diplomarbeit, im Maloja-Gebiet (Schweiz), unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. A. GANSSER. Mit der Durchführung der vorliegenden Arbeit begann ich im Sommer 1964.



Abb. 24

Faltung in den Hornstein (dunkel) führenden Turunç-Kalken (S-Küste von Bedir Adası). Blick nach NW.



Abb. 25

Intensive Faltung der Turunç-Kalke (Hornstein führend) an der Südostspitze von Keçi Adası. Blick nach W.



Abb. 26

Verbogene Faltenachsen in den Radiolariten, 2 km nordwestlich von Marmaris (Hammerkopf 15 cm lang).

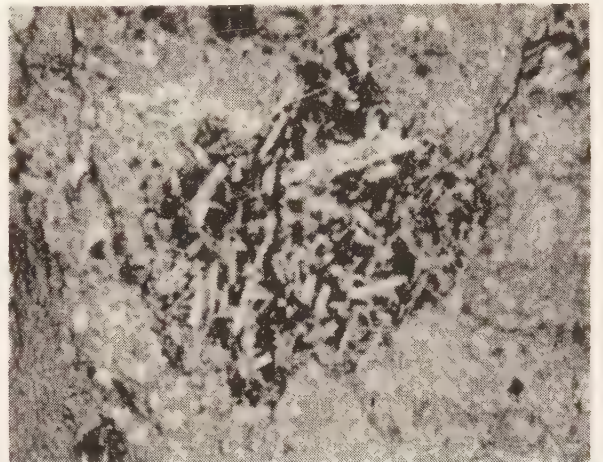


Abb. 27

60× Vergr., × Nicols, Spilitisches Fragment in den Arkosen der Flyschserie, 1 km N von Turunç.



Abb. 28

Load Casts, entwickelt in den unteren Schichtteilen der sandigen Kalkbänke, welche von Kalkmergeln unterlagert werden (Flyschserie 1 km N von Turunç, Schichtdicke-hell-ca. 20 cm)



Abb. 29

Faltung in der Flyschserie (1 km N von Turunç). Dicke der hellen Bänke (sandige, grünlich graue Kalke) durchschnittlich 20 cm. Dunkel grünlich grau sind die Mergelkalke. Blick nach W.



Abb. 30

Stratigraphischer Kontakt zwischen der Flyschserie und dem Turunç-Kalk (vgl. Abb. 10). Im oberen Teil erkennt man feine Wechselagerung zwischen dem Turunç-Kalk und den Hornsteinlagen. Im unteren Teil wechsel-lagern dunkelgraue Flyschmergel mit hellen Kalken. Maximale Banddicke 40 cm.

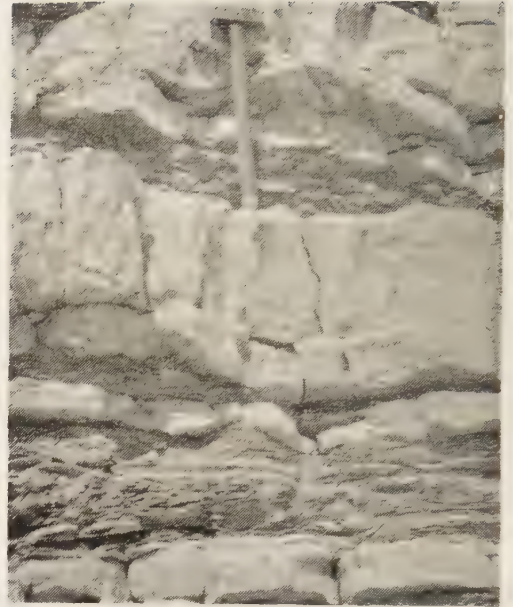


Abb. 31

Detailbild aus Abb. 30, unterer Teil. Hell: Turunç-Kalk; dunkel: Mergelkalke der Flyschserie. Hammerlänge 40 cm.

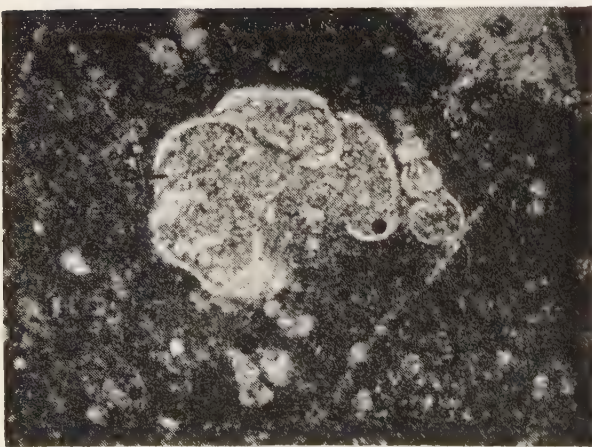


Abb. 32

Bildlänge 0,8 mm, $\times$ Nicols. Aequatorialschnitt von *Globotruncana lapparenti* (?), daneben eine *Gümbelina* (?) in den Turunç-Kalken bei Kumlubük.

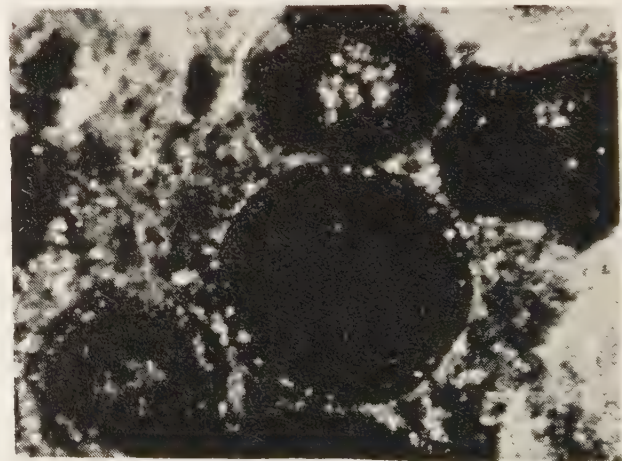


Abb. 33

Bildlänge 0,5 mm, - Nicols. Vererzte Radiolarien im Schalstein. 1 km W von Beldibi.



Abb. 34

Bildlänge 0,6 mm, $\times$ Nicols. Glaukophanfels, 500 m SW von Çetibeli. Die teils verbogenen Glaukophannadeln liegen in einem feinkörnigen Quarzmosaik (hellgrau).

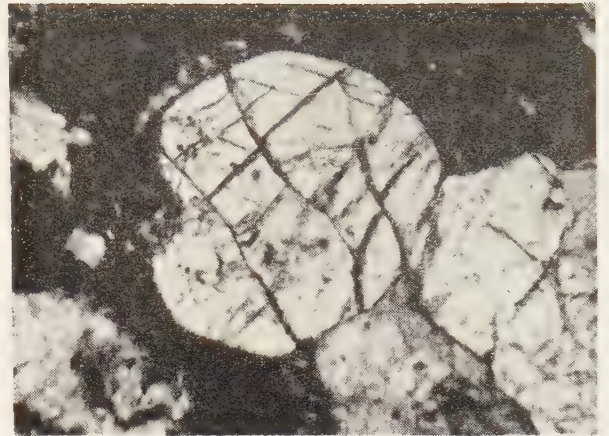


Abb. 35

Bildlänge 1,2 mm, $\times$ Nicols. Magmatische Rundung der Pyroxeneinsprenglinge (hell) in den Spiliten, 2 km N von Karapınar.

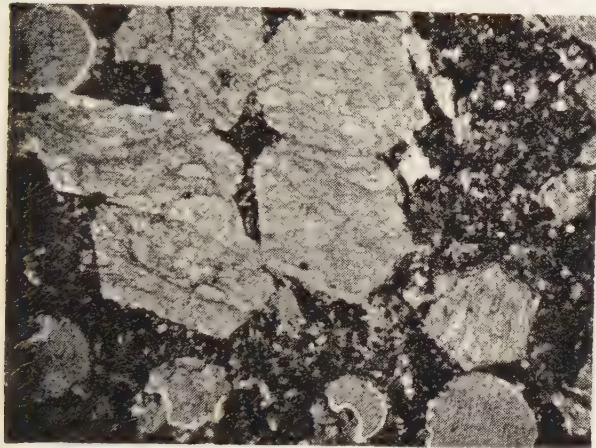


Abb. 36

Bildlänge 2,5 mm, $\times$ Nicols. Durch Calcit ersetzte, idiomorphe Pyroxeneinsprenglinge in den Spiliten, (1 km W von Beldibi). Hellere Randpartien bestehen aus sekundärem Albit.

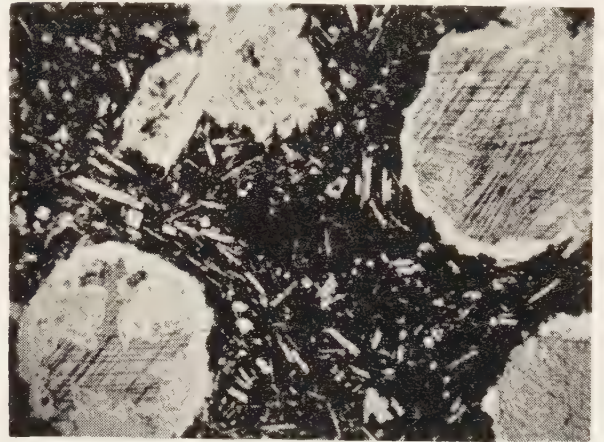


Abb. 37

Bildlänge 2 mm, $\times$ Nicols. Strukturbild eines Spilitmandelsteins. Die Mandeln sind mit Calcit gefüllt. Hellere Randpartien sekundärer Albit. Die Plagioklasleisten der Grundmasse sind schwach trachytisch angeordnet. 1 km W von Beldibi.



Abb. 38

Herausgewitterte kugelige Absonderungen im Gabbro, 0,5 km N von Yalancı Boğazi an der Küste. Skalen-einheit auf dem Hammerstiel 5 cm.

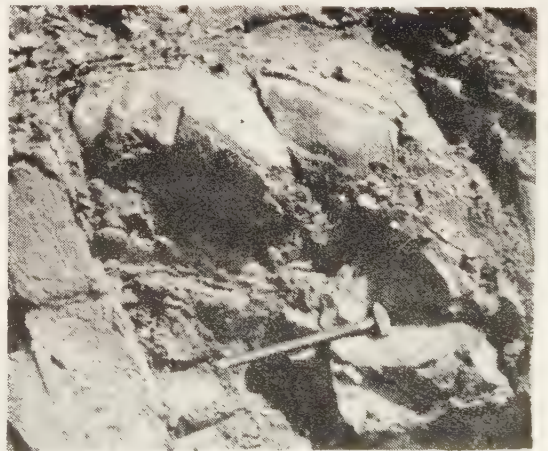


Abb. 39

Kugelige Absonderungen im Peridotit zerbrochen, 300 m NW von Aktaş an der Küste, Hammerlänge 40 cm.

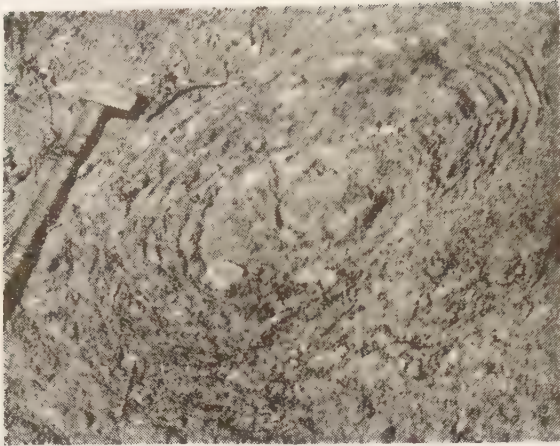


Abb. 40

Schalig-kugelige Absonderung in Spilit, 0,5 km N von Belbaşı.



Abb. 41

Pyroxenitlagen im Peridotit, 1 km S von Karapınar.



Abb. 42

Starke Serpentinisierung (dunkelgrau) in den Peridotiten (hellgrau, oben) bei Belbaşı. Das Vorkommen von Serpentin in gangähnlichen, breiten Klüften spricht für die starke Beteiligung der Tektonik an der Serpentinisierung.



Abb. 43

Bildlänge 1 mm, × Nicols. Primärer Grammatit (serpentinisiert) in stark serpentinisiertem Peridotit, 3 km S von Çetibeli. Schwarz: idiomorpher Chromitkristall.



Abb. 44

Bildlänge 4 mm, × Nicols. Deformationslamellierung in den Pyroxeniten, 1 km E von Yalancı Boğazı an der Küste. Für weitere Angaben vergleiche p. 38.



Abb. 45

Bildlänge 2,6 mm, × Nicols. Umwandlung des Dunits (links oben, helle Inseln im Serpentin) in Chlorit (Sheridanit) und Chrom-Grammatit (stengelig) (Gr Nr. 5).

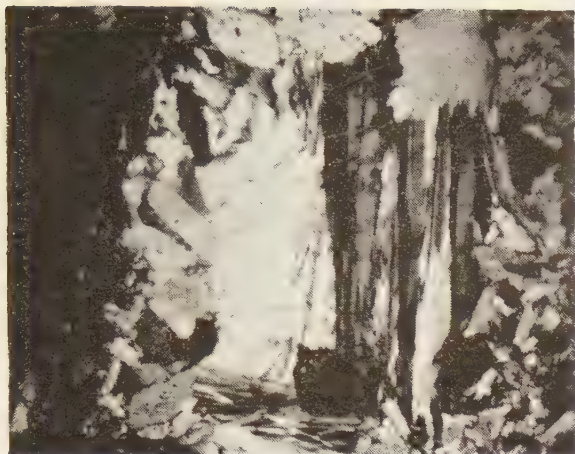


Abb. 46

Bildlänge 0,8 mm, $\times$ Nicols. Chloritminerale mit polysynthetischer Verzwillingung (vgl. p. 58) in den Chromiten (Cr Nr. 10).

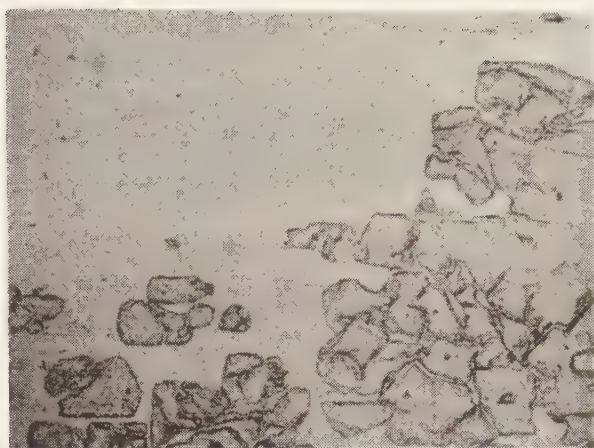


Abb. 47

Bildlänge 1,3 mm, - Nicols. Spinell (dunkelgrau) im Sheridanit (hellgrau) (vgl. p. 38).

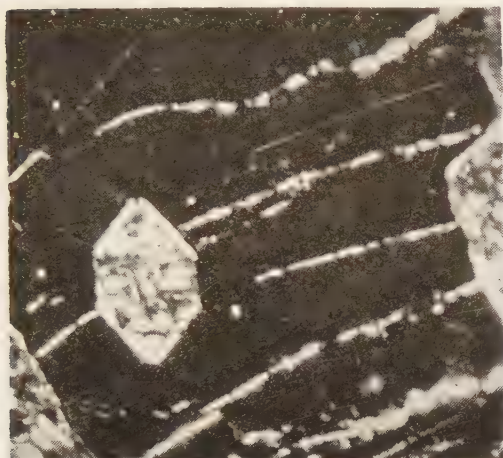


Abb. 48

Bildlänge 1 mm, $\times$ Nicols. Die Olivineinschlüsse in den Chromiten der Gruppe IV sind häufig und meist schön idiomorph (Cr Nr. 5).

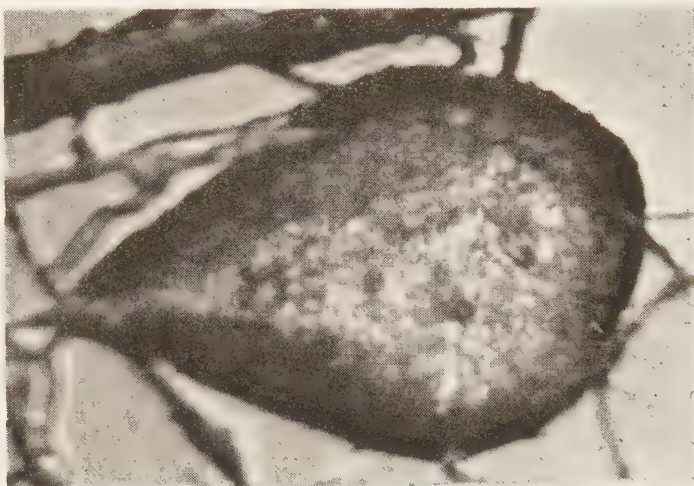


Abb. 49

Bildlänge 0,3 mm, - Nicols, Oelimmersion. Oft sind die Silikateinschlüsse in den Chromiten tropfenförmig. Hier ist der Einschluss völlig serpentinisiert (Cr Nr. 3).



Abb. 50

Bildlänge 3 mm, - Nicols. Idiomorpher Chromitkristall in smaragditiertem Pyroxen, innerlich zerbrochen (Cr Nr. 10).

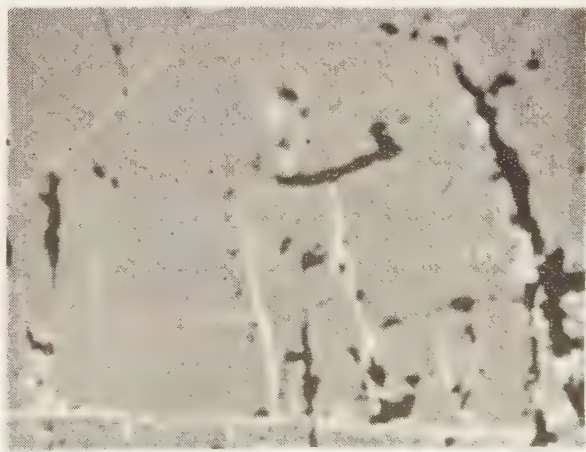


Abb. 51

Bildlänge ca. 0,6 mm, - Nicols. Oelimmersion. Umwandlung des Chromits (grau) in «Ferrichromit» (helle Adern) (Cr Nr. 1, vgl. Abb. 12).

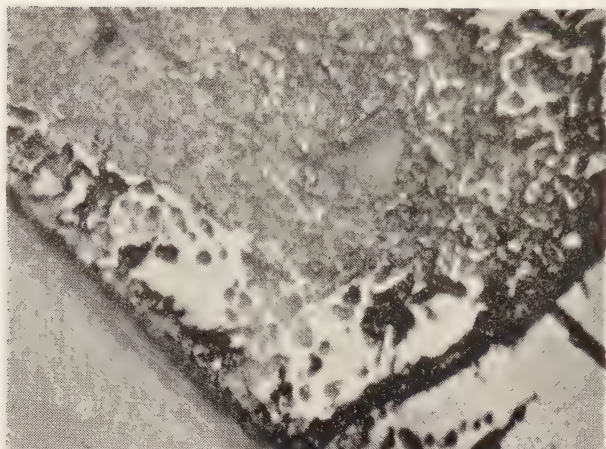


Abb. 52

Bildlänge 0,25 mm, - Nicols. Oelimmersion. Aeusserst starke Resorption des idiomorphgrobkristallinen Chromits (hell, zerfressen) in smaragditisiertem Pyroxen (links unten), Umwandlungsprodukt dunkelgrau (Cr Nr. 10).

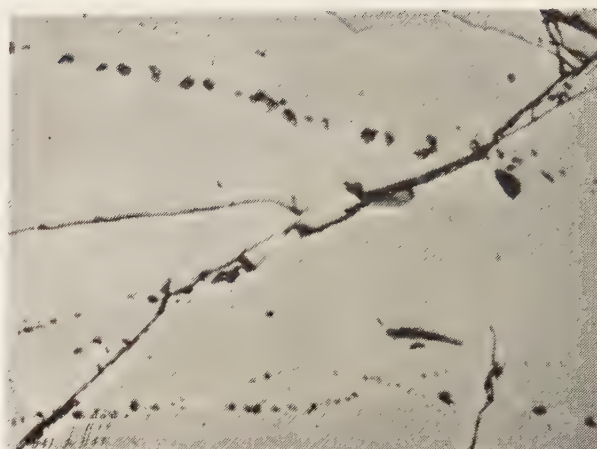


Abb. 53

Bildlänge ca 0,3 mm, - Nicols. Oelimmersion. Orientierte Resorptionsporen (mit Umwandlungsprodukt? des Chromits gefüllt) im Chromit, die bei stärkerer Resorption in Risse übergehen. Die rhomboedrischen, idiomorphen Formen dieser Poren hängen wahrscheinlich mit der Spaltbarkeit des Chromits zusammen (vgl. Ramdohr, P., 1960, Abb. 549).

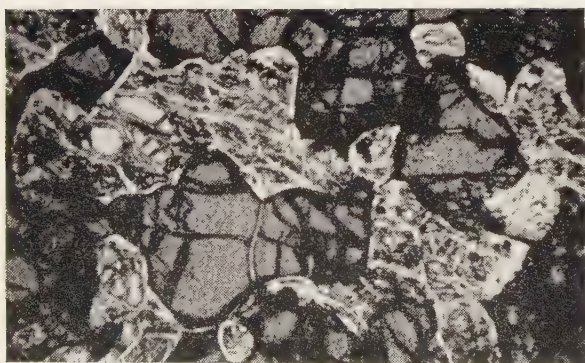


Abb. 54

Bildlänge 2,5 mm, - Nicols. Xenomorpher Chromit (grau) in serpentinisiertem Dunit (helle Reste sind Olivin). Schwarze Ränder und Risse sind resorbierte Teile des Chromits. Die Helligkeit des Chromits verrät geringen Cr-Gehalt (Cr Nr. 4).

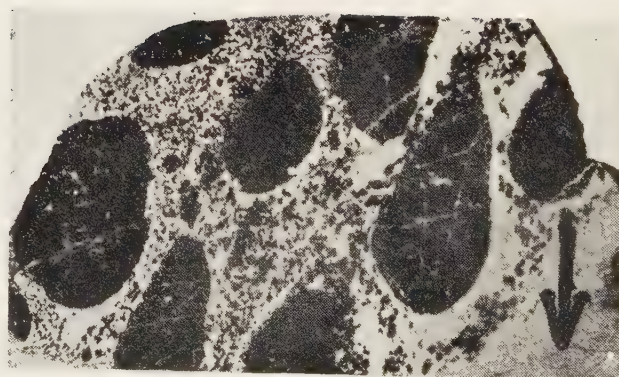


Abb. 55

Bildlänge 6,5 cm, «tropfenförmige» (?) Chromitknollen begleitet von Sprengelerz im Dunit (Cr Nr. 11). Beachtenswert ist die Orientierung der hellen Dunitrisse (serpentinisiert) in den Knollen, «Pull-apart Textur» (vgl. p.61).

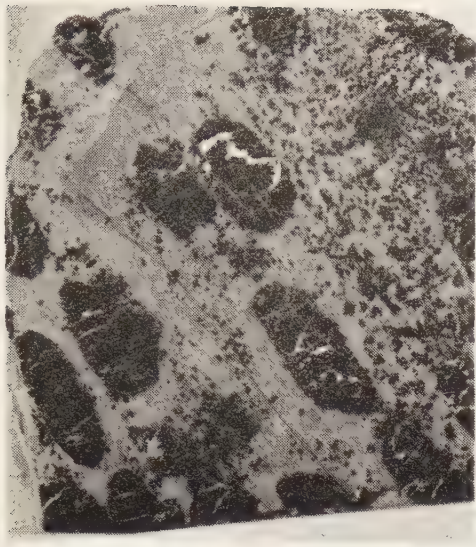


Abb. 56

Bildlänge 6 cm. Ovale Chromitknollen, welche mit ihren Längsachsen deutlich orientiert sind. Beachte die «Pull-apart Textur» in den Knollen (Cr Nr. 8).

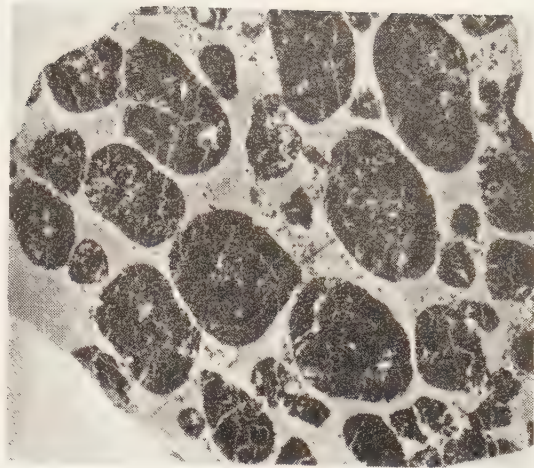


Abb. 57

Bildlänge 6 cm. Typisches Knollenerz begleitet von spärlichem Sprenkelerz in der stark serpentinisierten Dunitgrundmasse. Die hellen Risse in den Knollen verlaufen unregelmässig im Gegensatz zu den Rissen in der vorigen Abbildung (Cr Nr. 11).

LEGENDE

Sedimente:

Karabörtien-Serie

Ula-Marmor

Marmaris-Marmor

Turunç-Kalke(hell, gut gebänkt)

Turunç-Kalke(grünlich-rotlich,
schlecht gebänkt)

Turunç-Flysch

Radiolarite

Radiolarit-Spillit-Komplex

Marmornagelfluh

Magmatite:

Granit

Gabbro und Diorit
(r. Rodingit)

Dunit

Peridotit

Pyroxenit

Serpentin

Spilit

Kristalline Sch.

Quarzite, Qz - Glimmerschiefer

Amphibolite

Quartär:

Quartär allgemein

Junger Bachschutt

Bachschuttkegel

Gehängeschutt

Chromitvorkommen, meist klein

Manganerz, (o. klein)

Kupfervorkommen, klein

Hämatitvorkommen, *



BEILAGE I:

GEOLOGISCHE KARTE DES MARMARIS-GEBIETES

LEGENDE

Die Zonen:

Karabörtlen-Zone

Ula-Marmor-Zone

Marmaris-Zone

Peridotitmassiv
(Dunit)

Turunç-Zone

Zone der Marmornagelfluh

Quartär

Verzungen:

Chromitvorkommen, meist klein
1-31 (Strich= Streichrichtung)

Manganerzvorkommen, gross

" , klein

Kupfervorkommen, klein

Hämatitvorkommen, klein

Struktursymbole:

Planar: (magm. Bnkg. und s-Flächen)

0-4°

5-9°

10-29°

30-49°

50-69°

70-84°

Faltenachsen:

5-29°

30-59°

60-85°

Auf- und Überschiebungen

Bruchstörungen

Abgekürzte Namen:

Ge: Gelibolu

G.K.: Gelibolu Körfezi

Ka: Karapınar

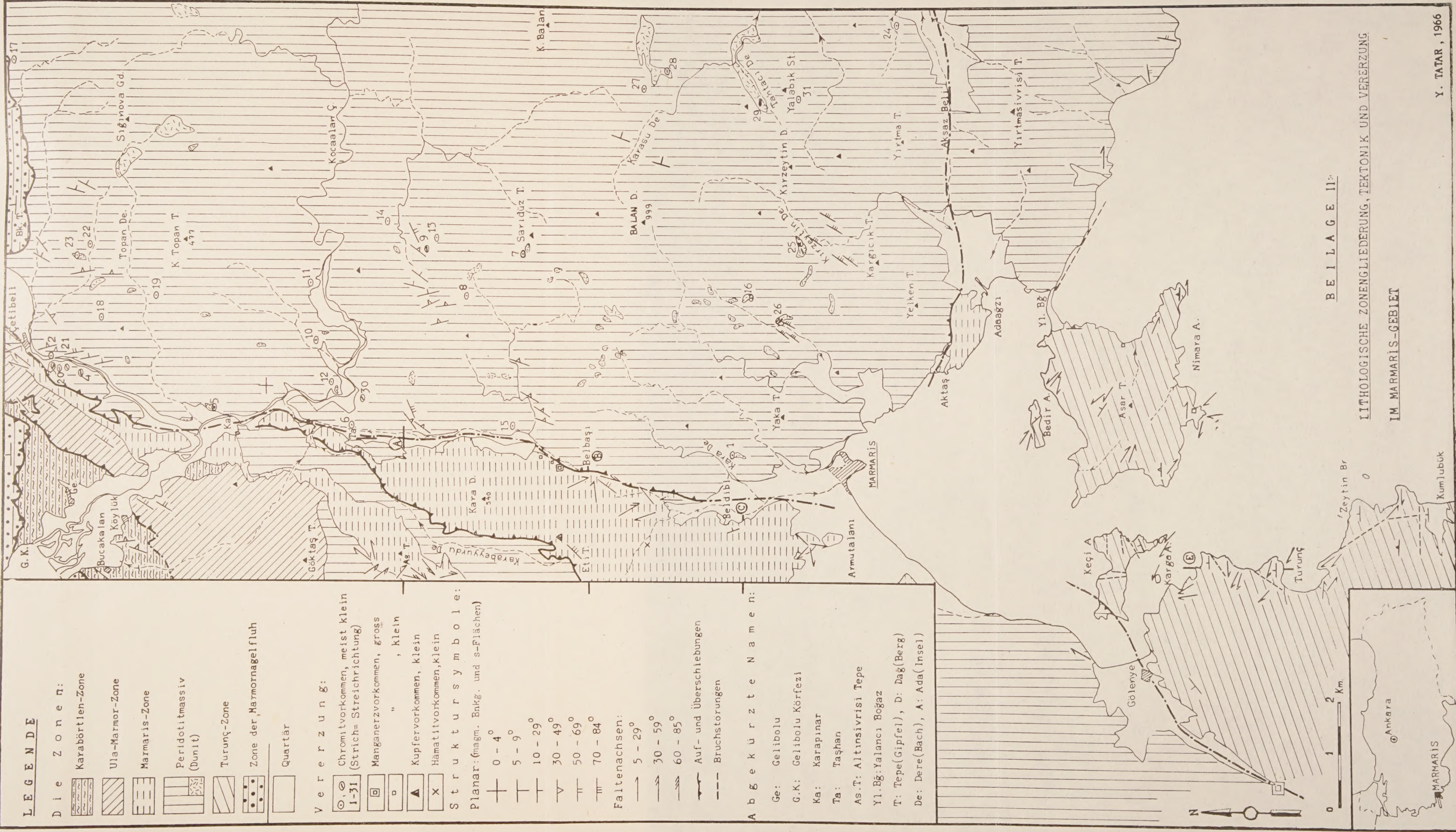
Ta: Taşhan

As.T: Altınsivrisi Tepe

Yl.Bg: Yalancı Boğaz

T: Tepe (Gipfel), D: Dağ (Berg)

De: Dere (Bach), A: Ada (Insel)



BEI L A G E II

LITHOLOGISCHE ZONENGLIEDERUNG, TEKTONIK UND VERERZUNG

IM MARMARIS-GEBIET

